DECIFRANDO A TERRA
USP
Universidade de São Paulo
oficina de textos
Organizadores:
Wilson Teixeira
M. Cristina Motta de Toledo
Thomas Rich Fairchild
Fabio Taioli

Decifrando a Terra preenche uma lacuna na literatura didática em Geociências. Com abordagem introdutória apresenta a dinâmica natural do planeta Terra de forma moderna. Seu escopo multidisciplinar explicando conceitos básicos das Ciências Geológicas está voltado ao estudante universitário nos cursos de Geologia, Geofísica, Geografia, Biologia, Química, Oceanografia, Física e Engenharias, bem como ao público interessado em compreender como funciona seu Planeta. Ao enfatizar o papel do ser humano como agente transformador da superfície terrestre, induz o leitor a uma reflexão responsável sobre assuntos que afetam o desenvolvimento da sociedade.

Patrocinadores:

PREFÁCIO

Decifrando a Terra objetiva preencher uma lacuna há muito sentida na literatura didática em Geociências, substituindo textos anteriores em língua portuguesa, tradicionalmente utilizados pela comunidade universitária. Apresenta uma temática introdutória, porém ampla e moderna, acerca da dinâmica natural do planeta Terra. Seu escopo multidisciplinar enfoca conceitos básicos das Ciências Geológicas e está voltado às necessidades do estudante universitário nos cursos de Geologia, Geofísica, Geografia, Biologia, Química, Oceanografia, Física e Engenharias, entre outros, bem como ao leitor leigo interessado em compreender como seu planeta funciona. Ao enfatizar o papel do ser humano como agente transformador da superfície terrestre, induz o leitor a uma reflexão responsável sobre assuntos que afetam o desenvolvimento da sociedade.

Em seus dois anos de maturação, o projeto *Decifrando a Terra* reuniu mais de 30 conceituados cientistas da Universidade de São Paulo e resulta, agora, nesta obra de excelente qualidade didática e gráfica, organizada em 24 capítulos ricamente ilustrados, que aborda em linguagem acessível os processos geológicos internos e externos da Terra, com ênfase em exemplos brasileiros e sul-americanos sem, no entanto, descartar casos clássicos da literatura especializada. Termos técnicos importantes estão destacados em negrito ao longo do texto, sendo objeto de um índice remissivo no final do livro. Tópicos e temas complementares muito atuais são também apresentados, tais como Geologia, Sociedade e Meio Ambiente, Desenvolvimento Sustentável, Alteração Superficial, problemas de Poluição de Solo e Aqüíferos, Recursos Minerais, Hídricos e Energéticos, e ainda as perspectivas da Geologia como Ciência. Como não é possível abordar a totalidade dos temas ou mesmo aprofundar determinados assuntos para os leitores mais críticos, uma bibliografia específica é apresentada ao final de cada capítulo. O livro ainda reúne em sua parte final uma série de apêndices com tabelas que complementam informações de interesse mais geral.

Coube aos editores a responsabilidade pela decisão final da temática e forma da obra além da leitura crítica. As ilustrações receberam especial cuidado na sua definição e elaboração, com assessoramento direto dos autores. Muito desse material é propositadamente descritivo, de modo a trazer ao leitor os fundamentos teóricos complementares para melhor entendimento do texto. Para as imagens fotográficas neste livro foi utilizado material cedido de acervos pessoais dos autores, colegas e estudantes, bem como imagens colhidas de publicações especializadas e de diferentes fontes da Internet.

Nesta oportunidade, os autores expressam seus agradecimentos aos docentes, funcionários e alunos da Universidade de São Paulo (USP), bem como a diversas outras pessoas e instituições colaboradoras, que tornaram possível a conclusão deste projeto, em especial o apoio do Instituto de Geociências (IGc) da USP e ao gerenciamento financeiro realizado pela Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas - Fundespa. Agradecemos particularmente aos seguintes colaboradores por sua participação em diversas etapas do trabalho:

A. Gambarini, Alen P. Nutman, A. Ruellan, A. V. Suhogusoff, A. V. Morgan/Un. of Waterloo, A. P. Dunnbark, Carl O. Dunbar Jr., C. Cingolani, C. H. Grohman de Carvalho, C. M. Noce, C. Schobbenhaus/DNPM, C. Secchin, E. Hefter, E. Molina, F. Munizaga, F. Penalva (in memoriam), F. R. Alves, G. Slavec, G. Leonardi, I. Wahnfried, J. D. Griggs do U. S. Geological Survey, J.W. Schopf/Precambian Paleobiology Research Group, J. J. Bigarella, J. Florence/Un. of Arizona News Services, L. L. Casais e Silva, L. G. Sant'Anna, L. M. Victor/Inst. Geofísico da Un. de Lisboa, Massaru Yoshida/ Osaka City Univ., M. A.Chamadoira, M. Coutinho, M. Hambrey, N. Ussami, O. Bortolotto, P. Abori, P. Comin-Chiaramonti, P. R. Renne, P. Tackley, R. Andreis, R. G. de Araujo, R. Linsker, R. L. Christiansen do U. S. Geological Survey, R. P. Conde, R. Simone, R. Trouw, R. Trindade, R. Linsker, S. B. Citrone, S. F. Beck, S. N. Saito, S. S. Gouveia, S. C. Morris/Un. of Cambridge, S. M. Stanley, M. K. Blaustein/ Departament of Earth&Planetary Sciences, T. C. Samara, Thomas M. Fairchild, W. Shukovsky, W. K. Hartmann/Planetary Science Institute, Zig Koch.

e às seguintes instituições:

British Geological Survey, Companhia de Energia do Estado de São Paulo - CESP, Geological Survey of Japan, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE/S.J. dos Campos, Institut of Technology Development/Space Remote Sensing Center, Instituto de Investigação Científica Tropical, IPT, John Wiley&Sons International Rights, NASA, NOAA, The McGraw-Hill Companies, United States Geological Survey, Wm. C. Brown Publishers.

Os editores agradecem, sobretudo, ao valioso patrocínio financeiro concedido pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), da Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração (CBMM) e pelo Grupo Votorantim-Cimentos, sem o que não teria sido possível concluir o projeto *Decifrando a Terra*. Por fim, somos gratos à Editora Oficina de Textos que se propôs a publicar uma obra desta magnitude pela primeira vez no País, obra esta que esperamos seja uma referência para os universitários interessados em conhecer o nosso planeta Terra.

Sobre os patrocinadores:

A *Agência Nacional do Petróleo* – ANP – tem por missão regular a indústria de petróleo e gás natural, contratando, regulamentando e fiscalizando suas atividades, promovendo a livre-concorrência e o desenvolvimento nacional, sempre com o espírito de preservação do interesse público e do meio ambiente.

A *Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração* – CBMM – sediada em Araxá, MG, desenvolve a extração, beneficiamento e industrialização do minério de nióbio. É a principal fornecedora de produtos de nióbio

no mercado mundial e a única empresa produtora presente em todos os segmentos do mercado. A CBMM atende à totalidade da demanda nacional e exporta seus produtos para 45 países. Considerando a atual taxa de consumo de nióbio, a reserva mineral da CBMM pode atender por vários séculos às necessidades deste recurso em todas as suas formas – ligas, óxidos e nióbio metálico.

A *Votorantim* é um grupo com mais de 80 anos de existência, que se dedica a atividades como a metalurgia e mineração, a produção de cimento e papel, bem como à atuação na agroindústria, indústria química, na produção de energia e em serviços financeiros. O Grupo Votorantim, um dos cinco maiores conglomerados industriais de capital 100% nacional, destaca-se pela qualidade de seus produtos e serviços, estando presente em todas as regiões do Brasil, por meio de suas várias empresas que se voltam inclusive para a exportação de seus principais *commodities*, como o alumínio, o zinco, o níquel, a celulose e o suco de laranja.

Sobre os organizadores/editores

- ***Wilson Teixeira:*** Geólogo (1974), Mestre (1978), Doutor (1985), Livre Docente (1992) e Professor Titular (1996) pelo IGc-USP. Professor Titular (1996) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica, bem como Diretor deste Instituto desde dezembro de 1999. Realiza pesquisas em Geocronologia e Geotectônica. Membro titular da Academia Brasileira de Ciências desde 1998. É assessor científico da FAPESP, pesquisador e membro titular do comitê assessor do CNPq, bem como assessor *ad hoc* da CAPES. Foi membro titular do Conselho Editorial do Boletim - IGc (1997-1999). *e-mail*: wteixeir@usp.br
- ***Maria Cristina Motta de Toledo***: Geóloga (1977), Mestre (1981), Doutora (1986) e Livre Docente (1999) pelo IGc-USP. Professora Associada do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental deste Instituto. Reponsável por um programa de divulgação das Geociências junto à Secretaria Estadual de Cultura e a Secretarias Municipais de Cultura e Escolas de 1° e 2° graus no Estado de São Paulo, de 1991 a 1995. Realiza pesquisas em Geoquímica de Superfície. Foi Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do IGc-USP de 1995 a 1996 e editora associada da Revista *Geochimica Brasiliensis* de 1996 a 1999. *e-mail*: mcristol@usp.br
- ***Thomas Rich Fairchild***: Bacharel em Geologia (1966) pela Stanford University (EUA) e Doutor (1975) pela Universidade da Califórnia em Los Angeles (UCLA, EUA). Professor Doutor do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGc-USP. Realiza pesquisas em Paleontologia do Pré-Cambriano. Em 1966, veio ao Brasil pela primeira vez pelo Corpo da Paz (Peace Corps), programa governamental criado pelo Presidente Kennedy, atuando durante três anos como auxiliar de ensino na Escola de Florestas (Curitiba) da Universidade Federal do Paraná – UFPR. *e-mail*: trfairch@usp.br.
- ***Fabio Taioli***: Geólogo (1973) pelo IGc-USP, Mestre em *Mining Engineering* (1987) pela Pennsylvania State University (EUA), Doutor (1992) e Livre Docente (1999) pelo IGc-USP. Professor Associado do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental deste Instituto. Trabalhou como Geofísico na Petrobrás (1974/75) e no Instituto de Pesquisas Tecnológicas (1975/95). Desenvolve pesquisas nas áreas de Mecânica de Rochas, Geologia de Engenharia, Geofísica Aplicada e Geologia Ambiental. Ativo na Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Sociedade Brasileira de Geofísica. É assessor científico da FAPESP, CNPq, CAPES e FINEP. *e-mail*: ftaioli@usp.br

AUTORES

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Professores Titulares:
Antônio Carlos Rocha Campos
Cláudio Riccomini
Jorge Silva Bettencourt
Umberto Giuseppe Cordani
Wilson Teixeira

Professores Associados:
Colombo Celso Gaeta Tassinari
Excelso Ruberti
Fabio Taioli
Joel Barbujiani Sígolo
Marcos Egydio Silva
Maria Cristina Motta de Toledo
Paulo Roberto Santos
Rômulo Machado
Sônia Maria Barros de Oliveira

Professores Doutores
Daniel Atencio
Gergely Andres Julio Szabó
Ian McReath
Ivo Karmann
João Moreschi
José Barbosa Madureira Filho
Marly Babinski
Paulo Cesar Fonseca Giannini
Ricardo Hirata
Thomas Rich Fairchild

Professor Assistente
Coriolano de Marins Dias Neto

INSTITUTO ASTRONÔMICO E GEOFÍSICO

Professor Titular
Igor Ivory Gil Pacca

Professores Associados:
Marcelo Sousa de Assumpção
Márcia Ernesto
Leila Soares Marques

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

Professores Doutores
Michel Michaelovitch Mahiques
Moyses Gonsalez Tessler

ESCOLA SUPERIOR DE AGRONOMIA E AGRICULTURA LUÍS DE QUEIROZ

Professor Titular
Adolpho José Melfi

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Professor Assistente
Fernando Mancini

1

O PLANETA TERRA E SUAS ORIGENS

Umberto G. Cordani

O planeta em que vivemos é formado pelo mesmo material que compõe os demais corpos do Sistema Solar e tudo o mais que faz parte de nosso Universo. Assim, a origem da Terra está ligada intrinsecamente à formação do Sol, dos demais **planetas** do Sistema Solar e de todas as estrelas a partir de nuvens de gás e poeira interestelar. Por isso, na investigação da origem e evolução de nosso planeta, é necessário recorrer a uma análise do espaço exterior mais longínquo e, ao mesmo tempo, às evidências que temos do passado mais remoto. Com base nas informações decorrentes de diversos campos da Ciência (Física, Química, Astronomia, Astrofísica, Cosmoquímica), bem como estudando a natureza do material terrestre (composição química, fases minerais, etc.), já foram obtidas respostas para algumas importantes questões que dizem respeito à nossa existência:

- Como se formaram os elementos químicos?
- Como se formaram as estrelas?
- Como se formaram os planetas do Sistema Solar?
- Qual é a idade da Terra e do Sistema Solar?
- Qual é a idade do Universo?
- Qual é o futuro do Sistema Solar, e do próprio Universo?

Para as quatro primeiras perguntas já existem evidências suficientes para estabelecer uma razoável confiança nos pesquisadores em relação às suas teorias, baseadas no conhecimento científico, tanto teórico como prático, observacional ou experimental. A quinta e a sexta talvez também possam vir a ser respondidas a contento com o progresso da Ciência.

Contudo, o que existia antes do Universo? Para esta pergunta ainda não temos esperança de resposta no campo do conhecimento científico convencional, e tal questão permanecerá como objeto de considerações filosóficas e metafísicas - tema de âmbito das diferentes religiões, cujos dogmas implicam a presença de um Criador, exercendo sua vontade superior.

1.1 Estrutura do Universo

A Astronomia nos ensina que existem incontáveis estrelas no céu. Ao mesmo tempo, observamos que elas se dispõem de uma maneira ordenada, segundo hierarquias. As estrelas agrupam-se primeiramente em galáxias, cujas dimensões são da ordem de 100.000 anos-luz (distância percorrida à velocidade da luz, 300 mil km/s, durante um ano). As figuras 1.1 e 1.2 apresentam dois exemplos comuns de galáxias: tipo elíptico e tipo espiral. A estrutura interna das galáxias pode

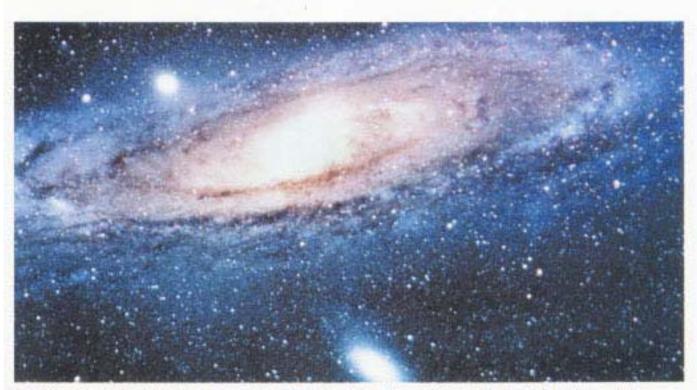



Fig. 1.1 A galáxia gigante de Andrômeda (tipo elíptico) - a mais próxima do nosso Sistema Solar (2,4 milhões de anos-luz) - com seu núcleo denso e brilhante contendo bilhões de estrelas. Fonte: NASA.

◄ Fotomontagem Terra e Lua, NASA.

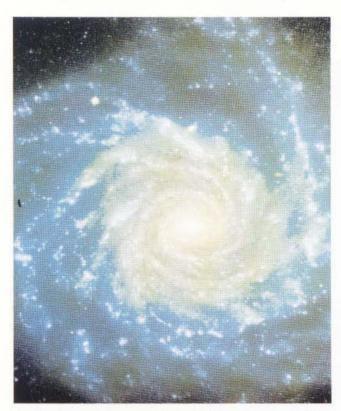



Fig. 1.2 Exemplo de uma galáxia do tipo espiral (NGC1232). Fonte: NASA.

conter mais de 100 bilhões de estrelas de todas as dimensões, com incontáveis particularidades. Por exemplo, entre as descobertas que vêm sendo alvo de estudos rádio-astronômicos estão os *quasars*, objetos peculiares com dimensão semelhante à do nosso Sistema Solar, mas contendo imensa quantidade de energia e brilhando com extrema intensidade. As galáxias podem conter enormes espaços interestelares de baixa densidade, mas também regiões de densidade extrema. Os assim chamados **buracos negros** podem sugar qualquer matéria das proximidades, em virtude de sua gigantesca energia gravitacional. Nem mesmo a luz consegue escapar dos buracos negros, e o seu estudo é um dos temas de fronteira da Astronomia.

A **Via Láctea** é também uma galáxia do tipo espiral, sendo que o Sol – a estrela central de nosso Sistema Solar – está situado num de seus braços periféricos. A Via Láctea possui também um núcleo central, onde aparecem agrupamentos de estrelas jovens.

As galáxias, por sua vez, se agrupam nos assim chamados **aglomerados**, que podem conter entre algumas dezenas a alguns milhares de galáxias. A Via Láctea pertence ao chamado Grupo Local, que inclui também a galáxia de Andrômeda e as Nuvens de Magalhães. Finalmente, o maior nível hierárquico do Universo é o de superaglomerados, compostos de até dezenas de milhares de galáxias, e com extensões que atingem centenas de milhões de anos-luz.

As observações astronômicas nos conduzem a pelo menos duas reflexões relevantes para os temas da origem do Universo e da matéria nele concentrada:

• uma visão retrospectiva, visto que a observação das feições mais distantes nos leva à informação de épocas passadas, quando os objetos observados eram mais jovens. São as observações das regiões no limite do observável, que refletem eventos ocorridos há vários bilhões de anos (Fig. 1.3);

Fig. 1.3 Imagem obtida pelo telescópio Hubble numa das partes mais distantes do Sistema Solar. Os três objetos com raios são estrelas, enquanto os demais objetos visíveis são galáxias, cada uma delas contendo muitos bilhões de estrelas. Os objetos menores e menos luminosos são galáxias que distam cerca de 11 bilhões de anos-luz em relação ao Sistema Solar. Fonte: NASA.

• uma visão comparativa, que possibilita a reconstrução do ciclo de evolução estelar, visto que existe uma grande diversidade de tipologia nas estrelas, em relação à sua massa, tamanho, cor, temperatura, idade, etc. Embora a se saiba que a vida de uma estrela é muito longa, da ordem de diversos bilhões de anos, o grande número de estrelas disponíveis para observação faz com que seja possível verificar a existência de muitas delas em diferentes fases da evolução estelar, desde a sua formação até o seu desaparecimento ou a sua transformação em outro objeto diferente do Universo.

O Universo encontra-se em expansão. Não é a distância entre as estrelas de uma galáxia que está aumentando, e nem a distância entre as galáxias de um aglomerado, visto que tanto as primeiras como as últimas estão ligadas entre si pela atração da gravidade. A expansão do Universo significa que aumenta continuamente o espaço entre os aglomerados galácticos que não estão suficientemente ligados pela atração gravitacional. A velocidade desta expansão é dada pela **constante de Hubble**, ainda não determinada com grande precisão, e que presentemente parece se situar próxima de 18 km/s.10^6 anos-luz. Se o nosso Universo for "aberto", este valor permanecerá constante, ou poderá aumentar no futuro. Se entretanto o Universo for "fechado", a velocidade de expansão diminuirá com o tempo, tenderá a anular-se e em seguida tomará valores negativos característicos de contração.

A Astronomia ainda não está segura quanto à natureza aberta ou fechada do Universo, pois isto depende de sua densidade média, cujo valor não se encontra estabelecido adequadamente. O valor limite entre Universo aberto e fechado, chamado de **densidade crítica**, é dado por $\rho_c = 3\ H_0^2 / 8\pi G$, onde H_0 é a constante de Hubble e G a constante gravitacional. Para o valor mencionado acima de H_0 a densidade crítica é de $6{,}5 \times 10^{-30}$ g/cm^3. Observações recentes (ver os comentários finais deste capítulo) sugerem que a densidade média tem valor inferior ao crítico, indicando um Universo aberto, portanto tendendo a expandir-se para sempre. Entretanto, é difícil medir essa densidade em virtude da existência da chamada matéria escura, de complicada caracterização e de presença ubíqua em todo o espaço interestelar. Este material, virtualmente invisível, consiste de neutrinos e possivelmente de outras partículas desconhecidas que interagem apenas por forças de gravidade com a matéria conhecida. Muitos cientistas acreditam que esta matéria invisível estaria presente no Universo em quantidade muito superior à da matéria visível, e nesse caso a densidade média poderia superar o valor crítico, apontando assim para um Universo "fechado".

1.2 Como Nasceu o Universo

Se nosso Universo for fechado, isto é, se sua densidade média for superior a $6{,}5 \times 10^{-30}$ g/cm^3, sua velocidade de expansão deverá diminuir até anular-se, e em seguida ele deverá implodir sobre si mesmo, num colossal *cosmocrunch*, no futuro longínquo, daqui a muitas dezenas de bilhões de anos. Toda a matéria estará reunida numa singularidade, um espaço muito pequeno de densidade extremamente alta, virtualmente infinita, e sob uma temperatura também extremamente alta, virtualmente infinita. Nesta singularidade que foge a qualquer visualização, matéria e energia seriam indistinguíveis, não haveria espaço em seu entorno e o tempo não teria sentido.

Esta pode ter sido a situação existente cerca de 15 bilhões de anos atrás, o ponto de partida de tudo o que nos diz respeito, um ponto reunindo toda a matéria e energia do Universo, que explodiu no evento único e original que os físicos denominaram Grande Explosão, ou ***Big Bang***.

Por meio do conhecimento existente sobre matéria e energia, radiações, partículas elementares, e fazendo uso dos recursos da Física teórica, incluindo modelagens e simulações, os cientistas reconstituíram com grande precisão as etapas sucessivas à Grande Explosão. Segundo dizem, tendo como situação de partida o *ylem* imaginado recentemente por Gamow, e iniciado o *Big Bang*, o resto é perfeitamente previsível. A Tabela 1.1 reúne os eventos ocorridos por ocasião da origem do Universo, ordenados cronologicamente. A Ciência não tem elementos para caracterizar o período que os físicos denominam **Planckiano**, decorrido logo após o instante inicial. Trata-se do tempo necessário para a luz atravessar o comprimento de Planck, a unidade fundamental de comprimento, pois não é possível saber se as constantes fundamentais que governam nosso mundo já atuavam naquelas condições. Durante os 3×10^{-10} segundos iniciais a temperatura era alta demais para a matéria ser estável, tudo era radiação. Ainda hoje, o espectro da radiação de microondas de fundo (*microwave background radiation*) que pervaga o Universo em todas as direções do espaço, como remanescente da radiação emitida, é uma das maiores evidências para a teoria do *Big Bang* e implica que a radiação original partiu para todos os lados com a mesma temperatura.

Tabela 1.1 Cronologia do Big Bang, mostrando que Tempo e Espaço são grandezas físicas que nasceram junto com a Grande Explosão.

Tempo	Raio do universo (metros)	Temperatura (K)	Eventos
Zero (inicial)	Zero	Infinita	Aparecimento de espaço, tempo e energia.
$5{,}4 \times 10^{-44}$ s	$1{,}6 \times 10^{-35}$	10^{32}	Fim do período Planckiano.
10^{-43} s	3×10^{-35}	10^{31}	Separação da Gravidade.
10^{-35} s	3×10^{-27}	10^{28}	Separação das forças Nuclear-Forte e Elétrica-fraca.
$10^{-33} - 10^{-32}$ s	3×10^{-27} até 0,1	10^{27} até 10^{22}	Fase inflacionária.
10^{-10} s	0,13	10^{15}	Separação das forças Nuclear-Fraca e Eletromagnética.
10^{-9} s	0,4	$7{,}5 \times 10^{14}$	Estabilizam-se os *quarks* do tipo t (massa ~ 50 u).
		$7{,}5 \times 10^{13}$	Estabilizam-se os *quarks* do tipo b (massa = 5 u).
10^{-6} s	300	$1{,}3 \times 10^{13}$	Estabilizam-se os *quarks* do tipo c (massa =1,8 u).
		$3{,}3 \times 10^{12}$	Estabilizam-se os *quarks* do tipo s, *d* e *u* (massas 0,5 – 0,4 u).
		$\sim 10^{12}$	Estabilizam-se prótons e nêutrons.
10^{-3} s	300,000	$1{,}4 \times 10^{10}$	Estabilizam-se os núcleos ^{2}H (energia de ligação = 1,7 MeV).
10 s	3×10^{9}	$4{,}1 \times 10^{9}$	Estabilizam-se os elétrons (massa = 0,00055 u).
100 s	3×10^{10}	$1{,}5 \times 10^{9}$	Estabilizam-se os núcleos ^{3}He e ^{4}He.
800.000 anos	$6{,}6 \times 10^{21}$	3.000	Captura de elétrons pelos núcleos. Formação de átomos de H e He e moléculas H_2. O Universo torna-se transparente para a luz.

Obs: u = $1{,}660540 \times 10^{-27}$ kg.

Com a expansão e a criação contínua do espaço, foram surgindo as quatro forças fundamentais da natureza que incluem a força eletromagnética, as forças nucleares forte e fraca (que só têm influência no interior do núcleo atômico), e a força da gravidade que, de longe, é a mais familiar a todos nós. Contudo, a força da gravidade por ser muito fraca é difícil de ser medida (na verdade, sua medida equivale à constante G). Houve também uma fase de expansão extremamente rápida (fase inflacionária), em que a velocidade da expansão foi até maior do que a velocidade da luz. Com base nesse modelo, os astrofísicos explicam as feições anômalas observadas em nosso Universo. Implica também que pode ter-se originado da mesma forma uma quantidade enorme de outros universos que jamais seremos capazes de conhecer, visto que, após a fase inflacionária, estes teriam sua própria expansão e evolução muito distante de nós, de modo que sua luz não nos alcançaria.

Após 10^{-32} segundos, nosso universo inflado, o universo visível, teria sua expansão governada pela constante de Hubble, e sua evolução o levaria até o estágio atual, em que seu raio é da ordem de 15 bilhões de anos-luz.

Nesta evolução primitiva, a temperatura e a densidade de energia foram decrescendo, e foram criadas as condições para a formação da matéria, no processo denominado **nucleogênese**: prótons, nêutrons, elétrons e em seguida os átomos dos elementos mais leves. Primeiramente H e He – os dois elementos principais da matéria do Universo – e posteriormente Li e Be. Com pouco menos de um

milhão de anos de vida, a temperaatura do Universo encontrava-se em cerca de 3.000 KK, e a energia estava suficientemente baixa para permitir : aos átomos permanecerem estáveis. Com a captura dos ‹ elétrons pelos átomos em formação, o Universo embrionnário tornou-se transparente à luz, sendo constituído ponr H (74%), He (26%), além de quantidades muito diminuttas de Li e Be.

Por outro lado, quando a tempeeratura decresceu para valores abaixo de alguns milhões ddc graus, nenhum outro elemento teve condição de ser ccriado. As estrelas e as galáxias formaram-se mais tarde, qquando o resfriamento generalizado permitiu que a matériria viesse a se confinar em imensas nuvens de gás. Estas, pposteriormente, entrariam em colapso gravitacional poela ação da força de gravidade, e seus núcleos se aqueceriam, levando à formação das primeiras estrelas. As primeiras galáxias surgiram por volta de 13 bilhões de anos atrás. A Via Láctea tem aproximadamente 8 bilhões de anos de idade e dentro dela o nosso Sistema Solar originou-se há cerca de 4,6 bilhões de anos.

1.3 Evolução Estelar e Formação dos Elementos

No Universo em expansão havia variações de densidade como em gigantescas nuvens em movimento, com regiões de grande turbulência. Embora sua densidade fosse muito baixa, eram tão vastas que sua própria atração gravitacional era suficiente para produzir contração, ao mesmo tempo em que o seu momento angular impedia a sua rápida implosão. Na medida em que elas foram se contraindo e a densidade aumentando, algumas regiões menores com densidade maior passaram a se autocontraírem, e a grande nuvem dividiu-se em nuvens menores separadas, mas orbitando entre si. O progresso da contração gravitacional resultou na hierarquia hoje reconhecida, com as galáxias pertencendo a aglomerados, que por sua vez formam superaglomerados.

Fig. 1.4 Nebulosa do Caranguejo. Trata-se de uma grande nuvem de gás, localizada na constelação de Touro, originada pela explosão de uma supernova, ocorrido no ano de 1054 e registrado por vários povos na época. Fonte: NASA.

As estrelas nascem pela radicalização do processo de contração, a partir das mencionadas nuvens de gás (**nebulosas**), constituídas quimicamente por grande quantidade de Hidrogênio e Hélio, além de alguns outros gases e partículas sólidas que integram a **poeira interestelar** (Fig. 1.4). Observações astronômicas revelam regiões onde está ocorrendo o fenômeno da formação de estrelas, em nebulosas de enorme massa e baixa densidade. No interior destas, um volume menor com densidade ligeiramente mais alta entra em autocontração, e o material tende ao colapso produzindo uma esfera, na região central, tornando-se uma proto-estrela. Daí em diante continuará a contrair para compensar a perda de calor pela sua superfície, desenvolvendo temperaturas progressivamente mais elevadas em seu centro.

A evolução das estrelas, tal como será relatada a seguir, encontra-se sintetizada na Fig. 1.5, que representa o diagrama de Hertzsprung-Russel (H-R). Neste gráfico, a maioria das estrelas situa-se perto da curva representada, desde o canto inferior direito (baixa temperatura e baixa luminosidade) até o canto superior esquerdo (alta temperatura e alta luminosidade). Esta região no diagrama é a denominada **Seqüência Principal**, com a estrela de massa unitária (Sol = 1 $M_\odot$) ocupando a posição central. Uma certa concentração de estrelas aparece acima e para a direita da Seqüência Principal, enquanto apenas algumas aparecem abaixo dela.

Quando uma estrela nasce, seu material está ainda muito diluído e expandido. Sua temperatura superficial é baixa, de modo a situar-se na porção inferior direita do diagrama H-R. Com sua contração, temperatura e luminosidade aumentam, e a estrela vai ocupando posições sucessivamente mais para cima e mais para a esquerda no diagrama. A queima de Hidrogênio – a reação termonuclear característica das estrelas que se situam na Seqüência Principal, em que pela fusão de quatro núcleos de Hidrogênio forma-se um de ^{4}He – inicia-se quando as temperaturas centrais da estrela em formação atingem 10^7 K. Esta reação libera uma imensa quantidade de energia, muitos milhões de vezes superior àquela que seria causada pela queima química do H. Desta forma, a estrela pode continuar queimando H durante bilhões de anos, como é o caso do Sol, visto que tal produção de energia compensa e equilibra a tendência à contração pela ação da gravidade.

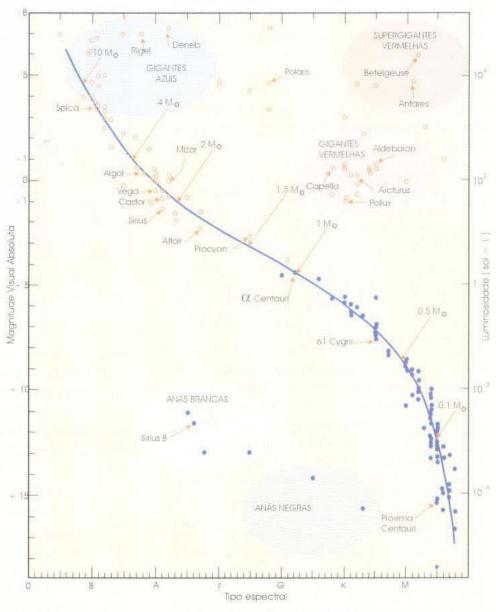



Fig. 1.5 Diagrama H-R (Hetrzsprung-Russel), no qual o tipo espectral (que depende da cor e da temperatura da superfície) de muitas estrelas cujas distâncias são conhecidas, está representado em função da luminosidade (relativa ao Sol=1).

A queima do H no centro das estrelas, onde a temperatura é máxima, produz He, elemento que permanece onde é formado, visto que o calor produzido é transferido para as camadas mais externas por radiação, e não por convecção. A acumulação de He forma um núcleo que cresce, com o H em ignição, confinado a uma camada concêntrica externa a esse núcleo. Com o crescimento do núcleo, a parte externa da estrela expande muito, e sua superfície resfria, assumindo uma coloração vermelha. É a fase denominada **gigante vermelha** (Fig. 1.4). Nesta fase o núcleo se contrai novamente pela atração gravitacional, e a temperatura central aumenta muito, para valores da ordem de 10^8 K. Inicia-se a queima do He, que pode durar muitos milhões de anos, formando C pela fusão de três partículas alfa. Em seguida, com o esgotamento do He, nova contração do núcleo e novo aumento de temperatura acarretam uma enorme expansão da estrela. Trata-se da fase de supergigante vermelha. Se o Sol atingir esta fase, daqui a cerca de 5 bilhões de anos, seu tamanho estender-se-á para além da órbita de Marte.

Em estrelas de tamanho médio, como é o caso do Sol, o núcleo de C é muito quente, mas não o suficiente para produzir fusões nucleares, de modo que cessam as reações produtoras de energia. Como resultado, o núcleo contrai ulteriormente, e a sua densidade aumenta, originando uma **anã branca**. Tais tipos de estrela perdem sua energia residual continuamente, por radiação, resfriando durante outros bilhões de anos, transformando-se em anãs marrons, e finalmente, em anãs negras.

Por outro lado, em estrelas cujo tamanho é pelo menos oito vezes maior que o do Sol, em suas fases de supergigantes vermelhas, a temperatura do núcleo de C é suficiente para produzir O, Ne e Mg pela adição de partículas alfa, e posteriormente fundir O, formando Si e outros nuclídeos de número de massa mais elevado. Tais processos, em que os resíduos da queima de combustível nuclear se acumulam no núcleo para em seguida queimarem por sua vez em outra reação termonuclear mais complexa, fazem com que as estrelas se constituam por uma série de camadas concêntricas. As reações nucleares cessam quando o elemento Fe é sintetizado (processos de equilíbrio, ou *e-processes*), visto que este elemento é o mais estável de sua região na curva de energia de ligação, e por isso uma fusão nuclear ulterior consumiria energia ao invés de produzi-la.

Cada estágio sucessivo de queima, desde o H até o Fe, libera menos energia que o anterior. A diminuição da fonte de energia coincide com a necessidade crescente de energia para as etapas posteriores da evolução estelar, de modo que estas são sucessivamente muito mais rápidas do que as anteriores, e especialmente a fase de estabilidade, quando a estrela permanece ao longo da Seqüência Principal. Uma estrela que permaneceu durante bilhões de anos queimando H e depois He, passa extremamente rápido pela fase dos processos de equilíbrio, em segundos apenas, formando Fe, para ter imediatamente seu combustível nuclear esgotado em sua parte central. Nesta situação, a temperatura aumenta muito, a contração torna-se insustentável, e a estrela implode em frações de segundo comprimindo as partículas e formando uma estrela de nêutrons com diâmetro da ordem de apenas alguns quilômetros.

Nas camadas mais externas da estrela permanece grande quantidade de elementos ainda não queimados: H, He, C, O etc. A implosão do centro causa o colapso generalizado de tais camadas externas, com o concomitante grande aumento da temperatura. A quantidade de energia liberada é tão grande, em tão pouco tempo (menos de um segundo), que a estrela explode literalmente, lançando para o espaço a maior parte de seu material, num evento único no céu, um grande espetáculo para os astrônomos, e que caracteriza a fase de **supernova** (Fig. 1.6). Nesta explosão, grande número de nêutrons é liberado pela fissão dos nuclídeos mais pesados, e esses nêutrons são imediatamente capturados por outros nuclídios, dando origem aos processos denominados r (*rapid* - rápidos) e s (*slow* - lentos) de formação de elementos novos. A prova da **nucleossíntese** pelas supernovas está na detecção do espectro de certos elementos instáveis, como o Tecnécio, ou alguns elementos transurânicos, tal como foi observado recentemente pelos astrofísicos.

O diagrama H-R tem fundamental importância no entendimento da evolução estelar, descrita antes, visto que podem ser observadas estrelas individuais em todas as etapas evolutivas, e determinadas as suas propriedades através de análises espectrais de diversos tipos. Após longa permanência sobre a Seqüência Principal, produzindo He, a luminosidade das estrelas aumenta nas fases seguin-

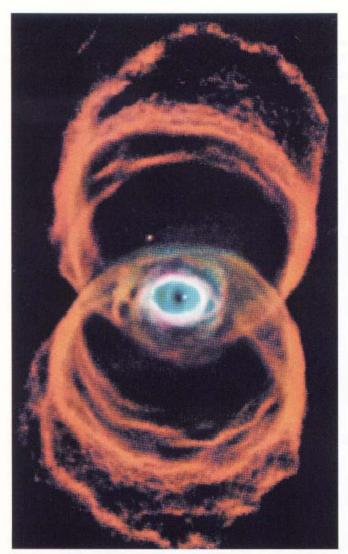



Fig. 1.6 Exemplo de fase de supernova. Nebulosa com formato de uma "ampulheta", mostrando os anéis ejetados de gases (N, H, O) resultantes de sua explosão. Fotografia tomada do telescópio Hubble. Fonte: NASA.

tes, de gigante vermelha e de supergigante vermelha, mas diminui a temperatura de sua superfície, por causa da expansão. As estrelas se deslocam então para a parte superior direita do diagrama (Fig. 1.4). Por outro lado, com a perda de luminosidade que antecede a morte das estrelas, as anãs brancas vão se situar na parte inferior do diagrama, abaixo da Seqüência Principal.

Assim, os elementos constituintes do Universo foram formados em parte durante a nucleogênese, nos tempos que se sucederam ao *Big Bang* (basicamente H e He), ou então foram sintetizados no interior das estrelas em processos denominados genericamente de nucleossíntese. Aqueles com número atômico intermediário entre o He e o Fe formaram-se durante a evolução das estrelas, nas partes centrais das gigantes vermelhas, enquanto aqueles com número atômico superior ao do Fe originaram-se unicamente naqueles instantes mágicos das explosões das supernovas. Ao mesmo tempo, desaparecendo a estrela-mãe, toda a sua matéria foi devolvida ao espaço interestelar, fertilizando-o e possivelmente dando início a um novo ciclo de evolução estelar.

Somente as estrelas de massa gigantesca podem evoluir até a fase de supernova. Estima-se que em cada galáxia ocorrem duas ou três explosões de supernovas em cada século. O evento mais brilhante parece ter sido aquele registrado no ano 1054, cuja matéria, espalhada pela explosão, deu origem à Nebulosa do Caranguejo (Fig. 1.4).

Existe uma relação íntima entre a origem do Universo e a dinâmica das estrelas, por um lado, e abundância dos elementos nos sistemas estelares, por outro. Explosões de supernovas têm como conseqüência importante que os novos elementos formados, primeiramente no interior da estrela, e posteriormente durante a explosão, são devolvidos ao espaço e misturados ao meio interestelar, essencialmente constituído no início de H e He. Desta forma, as novas estrelas a se formarem a partir de tal mistura já começariam a sua evolução com um complemento de elementos pesados, incluindo-se aí os isótopos radioativos de meia-vida longa, como U e Th. Este é o mecanismo pelo qual o Universo se torna progressivamente mais rico em elementos pesados. Estrelas formadas recentemente possuem cerca de 100 a 1.000 vezes mais Fe e outros elementos mais pesados do que aquelas mais antigas, formadas em épocas mais próximas da origem do Universo.

O Sistema Solar foi formado há "apenas" 4,6 bilhões de anos, quando o Universo já contava de 8 a 10 bilhões de anos de idade. A **nebulosa solar** resultou possivelmente da explosão de uma supernova, cuja massa estimada teria sido de aproximadamente 8 massas solares, e que em sua fase final teria sintetizado os elementos pesados que hoje constituem o Sol e seus planetas (Fig. 1.7). Portanto, a matéria constituinte dos corpos planetários do Sistema Solar possui certa quantidade de elementos pesados, e constituição química coerente (ver as denominadas **abundâncias solares na** Tabela 1.2).

Tabela 1.2 Abundância Solar dos elementos. Embora existam diferenças de estrela para estrela, por causa da própria dinâmica interna, a abundância solar é tida como um valor médio representativo da constituição química do Universo, também chamada abundância cósmica (valores em átomos/10^6 Si).

Z	Elemento	Abundância	Z	Elemento	Abundância	Z	Elemento	Abundância
1	H	$2,72x10^{10}$	29	Cu	514	58	Ce	1,16
2	He	$2,18x10^{9}$	30	Zn	1.260	59	Pr	0,174
3	Li	59,7	31	Ga	37,8	60	Nd	0,836
4	Be	0,78	32	Ge	118	62	Sm	0,261
5	B	24	33	As	6,79	63	Eu	0,0972
6	C	$1,21x10^{7}$	34	Se	62,1	64	Gd	0,331
7	N	$2,48x10^{6}$	35	Br	11,8	65	Tb	0,0589
8	O	$2,01x10^{7}$	36	Kr	45,3	66	Dy	0,398
9	F	843	37	Rb	7,09	67	Ho	0,0875
10	Ne	$3,76x10^{6}$	38	Sr	23,8	68	Er	0,253
11	Na	$5,70x10^{4}$	39	Y	4,64	69	Tm	0,0386
12	Mg	$1,075x10^{6}$	40	Zr	10,7	70	Yb	0,243
13	Al	$8,49x10^{4}$	41	Nb	0,71	71	Lu	0,0369
14	Si	$1,00x10^{6}$	42	Mo	2,52	72	Hf	0,176
15	P	$1,04x10^{4}$	44	Ru	1,86	73	Ta	0,0226
16	S	$5,15x10^{5}$	45	Rh	0,344	74	W	0,137
17	Cl	5.240	46	Pd	1,39	75	Re	0,0507
18	Ar	$1,04x10^{5}$	47	Ag	0,529	76	Os	0,717
19	K	3.770	48	Cd	1,69	77	Ir	0,660
20	Ca	$6,11x10^{4}$	49	In	0,184	78	Pt	1,37
21	Sc	33,8	50	Sn	3,82	79	Au	0,186
22	Ti	2.400	51	Sb	0,352	80	Hg	0,52
23	V	295	52	Te	4,91	81	Ti	0,184
24	Cr	$1,34x10^{4}$	53	I	0,90	82	Pb	3,15
25	Mn	9.510	54	Xe	4,35	83	Bi	0,144
26	Fe	$9,00x10^{5}$	55	Cs	0,372	90	Th	0,0335
27	Co	2.250	56	Ba	4,36	92	U	0,0090
28	Ni	$4,93x10^{4}$	57	La	0,448			

Fonte: Anders & Ebihara, 1982.

1.4 O Sistema Solar

Nosso Sol é uma estrela de média grandeza, ocupando a posição central na Seqüência Principal no diagrama H-R (Fig. 1.5). Como tal, encontra-se formando He pela queima de H, há cerca de 4,6 bilhões de anos. Possivelmente, permanecerá nesta fase por outros tantos bilhões de anos, antes de evoluir para a fase de gigante vermelha, anã branca, e finalmente tornar-se uma anã negra.

Os demais corpos que pertencem ao Sistema Solar (planetas, **satélites**, **asteróides**, **cometas**, além de poeira e gás) formaram-se ao mesmo tempo em que sua estrela central. Isto confere ao sistema uma organização harmônica no tocante à distribuição de sua massa e às trajetórias orbitais de seus corpos maiores, os planetas e satélites. A massa do sistema (99,8 %) concentra-se no Sol, com os planetas girando ao seu redor, em órbitas elípticas de pequena excentricidade, virtualmente coplanares, segundo um plano básico denominado **eclíptica.** Neste plano estão assentadas, com pequenas inclinações, as órbitas de todos os planetas, e entre Marte e Júpiter orbitam também numerosos asteróides. Por sua vez, a grande maioria dos cometas parece seguir também órbitas próximas do plano da eclíptica. O movimento de todos estes corpos ao redor do Sol concentra praticamente todo o momento angular do sistema.

A Tabela 1.3 reúne os principais parâmetros físicos dos planetas do Sistema Solar. São, de dentro para fora do sistema: Mercúrio, Vênus, Terra, Marte, Júpiter, Saturno, Urano, Netuno e Plutão. Pode-se verificar que suas distâncias em relação ao Sol obedecem a uma relação empírica (a denominada "**lei de Titius-Bode**"), proposta por J.E. Bode :

$$d = 0,4 + 0,3 \times 2^n$$

na qual d é a distância heliocêntrica em unidades astronômicas (UA = distância média entre a Terra e o Sol, equivalente a cerca de 150 milhões de km), e n é igual a $-\infty$ para Mercúrio, zero para Vênus, e tem números de 1 a 8 para os planetas (Terra até Plutão). Os asteróides têm n= 3.

As características geométricas, cinemáticas e dinâmicas dos planetas do Sistema Solar foram condicionadas pela sua origem comum. Os planetas podem ser classificados em internos (ou terrestres, ou telúricos) e externos (ou jovianos). Pela

Fig. 1.7 O Sistema Solar. Os quatro planetas internos situam-se mais perto do Sol e são rochosos e menores em tamanho, enquanto os quatro planetas externos são gigantes; estes possuem satélites majoritariamente gasosos e com núcleos rochosos. O planeta mais distante, Plutão, é um pequeno corpo congelado de metano, água e rocha. Notar o cinturão de asteróides que se localiza entre o grupo de planetas internos e externos.

Tabela 1.3, verifica-se que os planetas internos possuem massa pequena e densidade média semelhante à da Terra, da ordem de 5 g/cm³, enquanto que os planetas externos possuem massa grande e densidade média próxima à do Sol. Os incontáveis corpos de dimensões menores, que orbitam no cinturão de asteróides (o maior asteróide conhecido, Ceres, tem diâmetro da ordem de 970 km), apresentam características variáveis, porém mais assemelhadas àquelas dos planetas internos. Os planetas internos possuem poucos satélites e atmosferas finas e rarefeitas. Já os planetas externos possuem normalmente mais satélites e suas atmosferas são muito espessas e de composição muito parecida à do Sol, com predominância de H e He.

Tabela 1.3 Parâmetros físicos dos planetas do Sistema Solar.

Planeta	Mercúrio	Vênus	Terra	Marte	Júpiter	Saturno	Urano	Netuno	Plutão
Raio($R_⊕$)	0,38	0,95	1	0,53	11,21	9,45	4	3,88	0,18
Massa($M_⊕$)	0,055	0,814	1	0,104	317,7	99,66	14,53	17,06	0,002
Densidade (g/cm³)	5,4	5,2	5,5	3,9	1,3	0,7	1,3	1,6	2
Atmosfera (%)		CO_2 (96) N (3)	N (78) O (21)	CO_2 (95) N (3)	H (78) He (20)	H (78) He (20)	H+He (15) H_2O, CH_4, NH_3 (60)	H+He (10) H_2O, CH_4, NH_3 (60)	
Satélites			1	2	16	18	15	8	1
Distância (UA)	0,39	0,72	1	1,52	5,2	9,55	19,19	30,11	39,53
Duração do ano dias terrestres	88	225	365 ¼	687	4.347	10.775	30.680	60.266	90.582
Rotação (dia)	58,6	-243	0,99	1,03	0,41	0,45	-0,72	0,67	-6,39
Excentricidade	0,21	0,01	0,02	0,09	0,05	0,06	0,05	0,01	0,25
Diâmetro do equador (km)	4.879	12.104	12.756	6.794	142.984	120.536	51.118	49.528	2.300
Inclinação orbital	7,00	3,39	0	1,85	1,31	2,49	0,77	1,77	17,15

$R_⊕$, e $M_⊕$, respectivamente, raio (6.378km) e massa ($5{,}98 \times 10^{21}$ t) da Terra.

As diferenças fundamentais entre planetas internos e externos podem ser atribuídas à sua evolução química primitiva. Basicamente, os últimos são gigantes gasosos, com constituição química similar à da nebulosa solar, enquanto que os internos são constituídos de material mais denso. Como será descrito adiante, tais diferenças, a partir de uma química inicial similar, se devem a um evento de alta temperatura que ocorreu numa fase precoce da evolução dos sistemas planetários, responsável pela perda de elementos voláteis pelos planetas internos.

Segundo os modelos mais aceitos (por exemplo o de Safronov, 1972), a origem do Sistema Solar remonta a uma nebulosa de gás e poeira cósmica, com composição química correspondente à abundância solar dos elementos (Tabela 1.2). A nebulosa tinha forma de um disco achatado, em lenta rotação. Nos primórdios da evolução, ocasião em que a sua estrela central, o Sol, iniciava seus processos internos de fusão nuclear, a temperatura de toda a região mais interna, pouco aquém da órbita de Júpiter, permanecia elevada. Com o resfriamento gradativo, pela perda de energia por radiação, parte do gás incandescente condensou-se em partículas sólidas, iniciando o processo de acresção planetária, mediante colisões entre tais partículas, guiadas pela atração gravitacional.

Provavelmente formaram-se no estágio inicial alguns anéis com concentração maior de material sólido, separados por espaços com menor concentração. À medida que ocorreu o resfriamento, o material dos anéis foi se concentrando em corpos com dimensões da ordem de um quilômetro, ou pouco maior (**planetésimos**), que posteriormente se aglomeraram em corpos ainda maiores (protoplanetas). Finalmente, estes varreram as respectivas órbitas, atraindo para si, pela ação gravitacional, todo o material sólido que girava nas proximidades, dando origem aos planetas. Embora seja desconhecida a duração do processo de

acresção planetária, estima-se que, numa escala de tempo cósmica, ele foi muito rápido, pois a cristalização de corpos diferenciados, conforme será visto a seguir, ocorreu no máximo 200 ou 300 milhões de anos após os processos de nucleossíntese que originaram a nebulosa solar.

O processo de acresção planetária, extremamente complexo, não é totalmente conhecido, de tal modo que os modelos não explicam adequadamente todas as particularidades observadas nos planetas e satélites do Sistema Solar. Independentemente do modelo escolhido, parece que o estágio inicial da formação planetária corresponde à condensação da nebulosa em resfriamento, com os primeiros sólidos, minerais refratários aparecendo a uma temperatura da ordem de 1.700 K. O mecanismo para agregar as partículas, possivelmente relacionado com afinidade química, ainda é obscuro. Por outro lado, os protoplanetas, de dimensões grandes e com apreciável campo gravitacional, podem atrair e reter planetésimos. No citado modelo de Safronov, em cerca de 100 milhões de anos poderiam ter-se acumulado 97-98% do material que constitui hoje o planeta Terra.

As diferenças nas densidades dos planetas internos (Tabela 1.3), decrescendo na ordem Mercúrio-Terra-Vênus-Marte (e também Lua), são atribuídas à progressão do acrescimento, visto que a composição química da nebulosa original foi uniforme e análoga à abundância solar dos elementos.

Finalmente, após os eventos relacionados com sua acresção, os planetas internos passaram por um estágio de fusão, condicionado pelo aumento de temperatura ocorrido em seu interior, com o intenso calor produzido pelos isótopos radioativos existentes em quantidade relevante, nas épocas mais antigas da evolução planetária. Com seu material em grande parte no estado líquido, cada planeta sofreu diferenciação química e seus elementos agregaram-se de acordo com as afinidades químicas, resultando num núcleo metálico interno, constituído essencialmente de Fe e Ni, envolto por um espesso manto de composição silicática (Cap. 5). No caso dos planetas externos, além de conterem H e He, ao lado de outros compostos voláteis em suas atmosferas exteriores, acredita-se que tenham núcleos interiores sólidos, em que predominam compostos silicáticos. Tanto no caso do episódio inicial da acresção planetária, como neste episódio posterior de diferenciação geoquímica, são cruciais os conhecimentos obtidos pela **meteorítica**, que serão vistos a seguir.

1.5 Meteoritos

Meteoritos são fragmentos de matéria sólida provenientes do espaço. A imensa maioria, de tamanho diminuto, é destruída e volatilizada pelo atrito, por ocasião de seu ingresso na atmosfera da Terra. Os **meteoros** (estrelas cadentes) - estrias luminosas que sulcam o céu e são observadas em noites escuras e sem nuvens - são os efeitos visíveis de sua chegada. Apenas os meteoritos maiores conseguem atingir a superfície da Terra. Alguns cuja massa alcança diversas toneladas produziram crateras de impacto que vez ou outra são descobertas. Por exemplo, um meteorito com cerca de 150.000 toneladas chocou-se com a Terra há cerca de 50.000 anos, cavando o *Meteor Crater* (Arizona, E.U.A.), uma depressão com 1.200 metros de diâmetro e 180 metros de profundidade (Fig. 1.8). Um impacto meteorítico ainda maior, ocorrido em época ainda não determinada, produziu uma cratera com cerca de 3.600 metros de diâmetro nas proximidades da cidade de São Paulo, hoje, porém, preenchida por sedimentos (Cap.23).

O estudo de algumas trajetórias, quando a observação foi possível, indicou como provável região de origem dos meteoritos o anel de asteróides já referido que se situa entre as órbitas de Marte e de Júpiter (Fig. 1.7). Análises químicas de alguns meteoritos sugerem uma proveniência da Lua, e também de Marte, arrancados das superfícies desses corpos por grandes impactos.

Fig. 1.8 Meteor Crater, Arizona, EUA. Fonte: NASA.

As amostras de meteoritos conhecidas e estudadas pela **meteorítica** – o ramo da Ciência que estuda esses corpos – são da ordem de 1.700. Porém, alguns milhares de amostras adicionais estão sendo continuamente coletados por expedições na Antártica. A busca de meteoritos é grandemente facilitada na calota gelada, onde eles se concentram na superfície (juntamente com outros resíduos sólidos), com o passar do tempo, por conta da redução do volume das geleiras, causada pela ação do vento combinada com a trajetória ascendente do fluxo do gelo quando este encontra elevações topográficas.

Os meteoritos subdividem-se em classes e subclasses, de acordo com suas estruturas internas, composições químicas e mineralógicas (Tabela 1.4).

Dois aspectos da meteorítica são importantes para o entendimento da evolução primitiva do Sistema Solar: a significação dos meteoritos condríticos para o processo de acresção planetária e a significação dos meteoritos diferenciados em relação à estrutura interna dos planetas terrestres.

Os meteoritos do tipo condrítico correspondem a cerca de 86% do total, em relação às quedas de fato observadas, sendo que 81% correspondem aos do tipo ordinário, enquanto que os outros 5% são os chamados condritos carbonáceos (Tabela 1.4).

Com exceção de alguns tipos de condritos carbonáceos, todos os demais tipos de condritos possuem **côndrulos**, pequenos glóbulos esféricos ou

Tabela 1.4 Classificação simplificada dos meteoritos.

<table>
<tr><td rowspan="3">Meteoritos Rochosos (95%)</td><td rowspan="2">Condritos (86%)</td><td>Ordinários (81%)</td><td rowspan="2">Características: Primitivos não diferenciados. Idade entre 4,5 e 4,6 bilhões de anos. Abundância solar (cósmica) dos elementos pesados.
Possuem côndrulos, à exceção dos condritos carbonáceos tipo C1.
Composição: Minerais silicáticos (olivinas e piroxênios) fases refratárias e material metálico (Fe e Ni).
Proveniência provável: Cinturão de asteróides.</td></tr>
<tr><td>Carbonáceos (5%)</td></tr>
<tr><td>Acondritos (9%)</td><td colspan="2">Características:
Diferenciados. Idade entre 4,4 e 4,6 bilhões de anos, à exceção daqueles do tipo SNC, com idade aproximada de 1 bilhão de anos.
Composição: Heterogênea, em muitos casos similar à dos basaltos terrestres. Minerais principais: Olivina, piroxênio e plagioclásio.
Proveniência provável: Corpos diferenciados do cinturão de asteróides, muitos da superfície da Lua, alguns (do tipo SNC) da superfície de Marte (Shergottitos-Nakhlitos-Chassignitos).</td></tr>
<tr><td>Meteoritos ferro-pétreos (siderólitos) (1%)</td><td colspan="3">Composição: Mistura de minerais silicáticos e material metálico (Fe + Ni).
Proveniência provável: Interior de corpos diferenciados do cinturão de asteróides.</td></tr>
<tr><td>Meteoritos Metálicos (sideritos) (4%)</td><td colspan="3">Composição: Mineral metálico (Fe + Ni).
Proveniência provável: Interior de corpos diferenciados do cinturão de asteróides.</td></tr>
</table>

elipsoidais, com diâmetros normalmente submilimétricos (0,5-1mm), e constituídos de minerais silicáticos (Fig. 1.9), principalmente olivina, piroxênios ou plagioclásios. Estes minerais, que serão vistos no Cap. 2, são os mesmos que se encontram em certos tipos de rochas terrestres, denominadas magmáticas, formadas pela cristalização de líquidos silicáticos (magmas), originados nas profundezas da Terra. Por analogia, os côndrulos devem ter-se formado, com grande probabilidade, por cristalização de pequenas gotas quentes (temperatura da ordem de 2.000°C), que vagavam no espaço em grandes quantidades, ao longo das órbitas planetárias, em ambientes virtualmente sem gravidade.

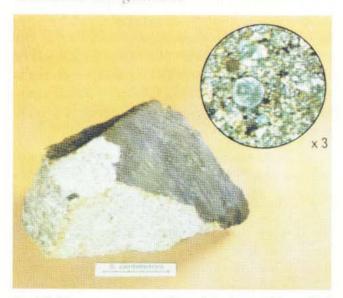



Fig. 1.9 Meteorito condrítico (Barwell, Inglaterra). Fonte: IPR/7-79. British Geological Survey @ NERC. All rights reserved.

Os condritos ordinários consistem em aglomerações de côndrulos. Nos interstícios entre os côndrulos, aparecem materiais metálicos, quase sempre ligas de ferro e níquel, ou sulfetos desses elementos, fazendo com que o conjunto tenha uma composição química global muito similar àquela preconizada para a própria nebulosa solar para quase todos os elementos, com exceção de H, He, e alguns outros entre os mais voláteis. Em conseqüência, tais meteoritos condríticos (e entre estes os condritos carbonáceos do tipo C1) são considerados os corpos mais primitivos do Sistema Solar diretamente acessíveis para estudo científico. A interpretação de sua origem é a de que eles são fragmentos de corpos parentais maiores, mais ou menos homogêneos em composição, que existiam como planetésimos na região do espaço entre Marte e Júpiter, que não chegaram a sofrer diferenciação química, permanecendo portanto sem transformações importantes em suas estruturas internas. A figura 1.10 ilustra a formação e evolução primitiva dos corpos parentais dos meteoritos.

A própria existência dos côndrulos indica que o material formou-se durante o resfriamento e a correspondente condensação da nebulosa solar, portanto, antes dos eventos principais de acresção planetária. Mais ainda, indica que houve um estágio de alta temperatura, seguramente acima de 1.700°C e provavelmente próximo de 2.000°C, pelo menos em toda a parte interna do Sistema Solar, incluindo o anel dos asteróides. Considera-se que este evento de alta temperatura, ocorrido numa fase precoce da evolução dos

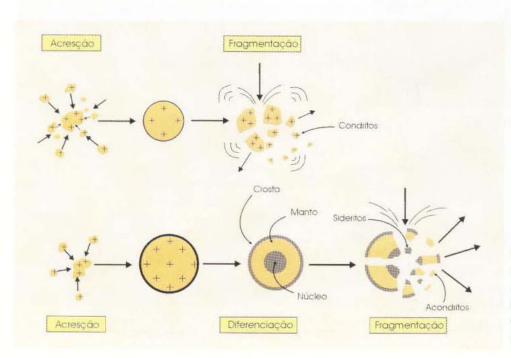



Fig. 1.10 Esquema simplificado da origem dos corpos parentais dos meteoritos. Grandes impactos no espaço causaram a fragmentação desses corpos parentais, originando diferentes tipos de meteoritos.

sistemas planetários, tenha sido o responsável pela perda dos elementos mais voláteis, e principalmente H e He, por parte do material que viria mais tarde a constituir os planetas internos, seus satélites e os asteróides.

Os condritos carbonáceos do tipo C1 contém minerais hidratados e compostos orgânicos, formados em temperaturas relativamente baixas, e não possuem côndrulos. Além disso, apresentam uma composição química muito próxima da abundância solar dos elementos, à exceção dos elementos gasosos e dos compostos mais voláteis. Assim, este tipo é considerado o mais primitivo e menos diferenciado dos produtos condensados da matéria planetária inicial. Suas feições particulares sugerem que seus corpos parentais foram menos aquecidos do que os que deram origem aos demais condritos e portanto estariam situados a maiores distâncias do Sol, na região orbital entre Marte e Júpiter.

Os **acondritos, siderólitos** e **sideritos** (Tabela 1.4) perfazem cerca de 14% das quedas recuperadas. A Fig. 1.11 mostra a estrutura interna típica de um siderito, formada pelo intercrescimento de suas fases minerais na época da sua formação, ainda no interior do núcleo do corpo parental.

Fig. 1.11 Siderito de Coopertown, EUA. Face polida mostrando a estrutura típica de Widmanstätten, produzida pelo intercrescimento de lamelas de dois minerais diferentes, ambos constituídos de Fe e Ni. Siderito de Coopertown, EUA. Fonte: IPR/7-79. British Geological Survey @ NERC. All rights reserved.

Esses meteoritos não-condríticos correspondem a diversas categorias de sistemas químicos diferentes, formados em processos maiores de diferenciação geoquímica, no interior de corpos parentais maiores do que aqueles que deram origem aos condritos e que atingiram dimensões superiores aos limites críticos para a ocorrência de fusão interna. De certa forma, trata-se de sistemas químicos complementares em relação ao "modelo condrítico".

No âmbito da evolução dos corpos parentais dos meteoritos, até a sua fragmentação final (Fig. 1.10), o processo acrecionário inicial seria similar, e no caso do corpo parental não atingir grandes dimensões, a sua fragmentação produziria apenas condritos. Para os corpos maiores, a energia dos impactos, aliada ao calor produzido pelas desintegrações de determinados isótopos radioativos existentes no material, elevariam a temperatura e produziriam a fusão do material, com a conseqüente separação das fases silicáticas em relação às fases metálicas. Os corpos parentais, tanto diferenciados como não diferenciados, colidiram entre si, fragmentando-se e produzindo objetos menores, como os atuais asteróides. Muitos dos fragmentos resultantes das inúmeras colisões acabariam cruzando eventualmente com a órbita da Terra e seriam capturados por ela, como meteoritos, devido à atração gravitacional.

O estudo dos meteoritos permite o estabelecimento, com certa precisão, da cronologia dos eventos ocorridos durante a evolução primitiva do Sistema Solar. Determinações de idade, obtidas diretamente nos diversos tipos de meteoritos, têm revelado uma quase totalidade de valores entre 4.600 e 4.400 milhões de anos, sendo que há determinações de grande precisão em certos meteoritos rochosos (portanto diferenciados) por volta de 4.560 milhões de anos. A principal exceção refere-se ao grupo de meteoritos do tipo SNC (Shergottitos-Nakhlitos-Chassignitos), cujas idades de cristalização são da ordem de 1.000 milhões de anos. Estas idades mais jovens e a natureza e mineralogia basáltica (silicatos ferro-magnesianos principalmente) destes meteoritos apóiam sua proveniência de Marte.

Com base na idade dos meteoritos diferenciados por volta de 4.560 milhões de anos, evidenciou-se que naquela época já tinha ocorrido acúmulo de material em corpos parentais com dimensão suficiente para ensejar diferenciação geoquímica. Como corolário, os planetas terrestres também devem ter sido formados de acordo com este cronograma. Segundo o modelo já mencionado de Safronov, a acumulação de 97-98% do material do planeta Terra teria ocorrido em cerca de 100 milhões de anos. Mais ainda, a existência das assim chamadas "radioatividades extintas" permite colocar um limite de idade para aqueles eventos de

nucleossíntese que produziram, no interior de uma supernova que explodiu, a grande parte dos elementos do Sistema Solar. Radioatividades extintas referem-se a certos isótopos, como o ^{127}Xe, que se forma a partir da desintegração do isótopo radioativo ^{127}I, de meia-vida curta (Cap. 15), da ordem de 12 milhões de anos. Este isótopo formado no interior da estrela, foi lançado no espaço e produziu Xe até o seu desaparecimento, nas primeiras duas ou três centenas de milhões de anos a partir do evento de sua formação. O fato de ^{127}Xe em excesso ter sido encontrado e medido em muitos meteoritos indica que o isótopo 127 do Iodo esteve presente no sistema durante os processos de acresção e diferenciação. A medida da quantidade de xenônio formado em excesso permitiu fixar um limite, da ordem de 200 milhões de anos, para o processo de nucleossíntese que formou a grande maioria dos elementos que hoje constituem o Sol e seus corpos planetários. Estes, por sua vez, descendem da explosão de uma supernova ocorrida por volta de 4.800 milhões de anos atrás.

1.6 Planetologia Comparada

Com o advento da era espacial, a partir do final dos anos 50, mais de 80 espaçonaves norte-americanas e da ex-União Soviética efetuaram missões exploratórias, trazendo informações dos planetas e outros objetos do Sistema Solar de uma maneira sem precedentes. Assim, o estudo dos planetas teve enorme impulso e levou ao estabelecimento da planetologia comparada, um ramo recente das ciências geológicas que busca elucidar condições e processos que ocorreram em determinados períodos da história da Terra, por meio das observações nos planetas e satélites que são nossos vizinhos.

Para a Terra, assim como para Mercúrio, Vênus e Marte, a existência de um núcleo denso foi demonstrada há muito tempo, em virtude dos dados observados sobre seus momentos de inércia, bem como as determinações, pela Astronomia, de suas densidades médias. Como os planetas telúricos tiveram evolução similar à dos corpos parentais dos meteoritos diferenciados, podemos concluir que eles têm um núcleo metálico, análogo em composição aos sideritos, e um manto silicático, análogo em composição a certos acondritos. No caso da Terra, a separação entre esses dois sistemas quimicamente muito diferentes é caracterizada por uma clara descontinuidade nas propriedades sísmicas, situada a uma profundidade aproximada de 2.885 km (Cap. 4).

As missões Apollo e Luna efetuaram valiosas observações na Lua e coletaram mais de 380 quilos de amostras lunares (Fig. 1.12). Do mesmo modo, Mercúrio foi estudado pelas sondas espaciais Mariner; Vênus pelas sondas Venera e Magellan, e o planeta Marte pelas sondas *Mars*, Mariner, Vicking, Mars Pathfinder, e Mars Global Surveyor. As sondas Pioneer e Voyager foram lançadas para observações à distância dos diversos planetas e sa-

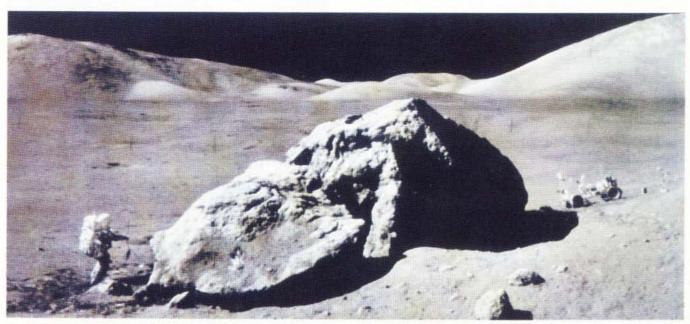



Fig. 1.12 Astronauta da missão Apollo 17, examinando uma grande rocha lunar nas proximidades do sítio de pouso da nave espacial, em dezembro de 1972. Fonte: NASA.

télites externos, tendo sido produzidas fotografias e imagens de enorme valor científico. Outra iniciativa estratégica é a missão *Galileo*, um programa científico dos mais ambiciosos, em que a nave espacial, lançada em 1989, chegou até Júpiter em 1995, e desde então está realizando um *tour* fantástico daquele planeta e de seus satélites principais, destacando uma missão suicida de uma de suas sondas, que mergulhou na atmosfera de Júpiter, colhendo dados preciosos sobre sua constituição e sua dinâmica.

Resumiremos a seguir algumas características dos planetas e dos principais satélites do Sistema Solar, com ênfase nos que têm especial importância para a elucidação de determinados ambientes físico-químicos e processos evolutivos relevantes para a história do nosso planeta.

1.6.1 Planetas internos

Terra - O terceiro planeta do Sistema Solar apresenta massa aproximada de 6×10^{20}g e densidade de 5,52 g/cm^3. O raio equatorial terrestre é de 6.378,2 km e o seu volume $1{,}083 \times 10^{12}$km^3. Embora tenha perdido seus elementos voláteis na fase de acresção do Sistema Solar, a Terra apresenta uma atmosfera secundária, formada por emanações gasosas durante toda a história do planeta, e constituída principalmente por nitrogênio, oxigênio e argônio. A temperatura de sua superfície é suficientemente baixa para permitir a existência de água líquida, bem como de vapor de água na atmosfera, responsável pelo efeito estufa regulador da temperatura, que permite a existência da biosfera. Por causa dos envoltórios fluidos que a recobrem, atmosfera e hidrosfera, a Terra quando vista do espaço assume coloração azulada, conforme simbolizado pela fotomontagem introdutória deste capítulo. Esta visão magnífica foi relatada por Yuri Gagarin, o primeiro astronauta a participar de uma missão aeroespacial.

A característica principal do planeta Terra é seu conjunto de condições únicas e extraordinárias que favorecem a existência e a estabilidade de muitas formas de vida, sendo que evidências de vida bacteriana abundante foram já encontradas em rochas com idade de 3.500 milhões de anos.

A Terra possui importantes fontes de calor em seu interior, que fornecem energia para as atividades de sua dinâmica interna e condicionam a formação de magmas e as demais manifestações da assim chamada tectônica global (Cap. 6). Este processo conjuga-se aos movimentos de grandes placas rígidas que constituem a litosfera, a capa mais externa do planeta, que por sua vez situa-se em todo o globo acima de uma camada mais plástica, a astenosfera.

Ao mesmo tempo, a superfície terrestre recebe energia do Sol, através da radiação solar incidente, que produz os movimentos na atmosfera e nos oceanos do planeta. Estas últimas atividades são as que provocam profundas transformações na superfície da Terra, modificando-a continuamente. Justificam assim o fato de que quaisquer feições primitivas de sua superfície, como por exemplo crateras de impacto meteorítico, tenham sido fortemente obscurecidas ou totalmente apagadas ao longo da sua história.

A Lua, o satélite da Terra, apresenta 1,25% da massa do planeta a que se relaciona, sendo neste particular um dos maiores satélites do Sistema Solar. Tem um diâmetro de 3.480 km e densidade de 3,3 g/cm^3, portanto muito menor do que a da Terra. Não detém atmosfera.

As feições geológicas maiores da Lua são visíveis a olho nu (Fig. 1.13). Trata-se de áreas claras que circundam áreas mais escuras de contorno mais ou menos circular, conhecidas como mares ("maria"). As informações obtidas nas missões espaciais à Lua indicaram que as primeiras são regiões de terras altas (*highlands*), de relevo irregular, e apresentando grande quantidade de crateras de impacto, enquanto que as segundas são vastas planícies, com muito menor quantidade de crateras.

Fig. 1.13 Principais feições observáveis na superfície lunar a partir da Terra, destacando-se as planícies, os mares (áreas escuras) e as terras altas de relevo irregular com grande quantidade de crateras. Fonte: Observatório Lick, NASA.

As amostras de material lunar coletadas pelas missões Apollo permitiram esclarecer que nas terras altas predominam rochas claras, pouco comuns na Terra e denominadas *anortositos*, constituídas essencialmente de plagioclásios (silicatos de Na e Ca) que são por sua vez muito comuns na Terra. Determinações de idade obtidas nestas rochas mostraram-se sempre acima de 4.000 milhões de anos. Alguns valores de idade resultaram próximos de 4.600 milhões de anos, da mesma ordem das idades obtidas em meteoritos. Estas idades indicam que os materiais lunares foram também formados nos primórdios da evolução do Sistema Solar.

Por sua vez, as amostras coletadas das regiões baixas (nos *maria)* revelaram uma composição basáltica, material de origem vulcânica muito comum na Terra. Suas idades resultaram em geral mais novas do que as das rochas anortosíticas, mas de qualquer forma muito antigas, da ordem de 3.800 milhões de anos. As datações mais jovens obtidas nas rochas basálticas lunares foram da ordem de 3.200 milhões de anos.

A análise das estruturas de impacto visíveis na superfície da Lua demonstra que o satélite foi submetido a um violento bombardeio por planetésimos e asteróides de todos os tamanhos, desde sua fase embrionária. As crateras maiores têm diâmetros superiores a 1.000 km (como por exemplo os denominados *Mare Imbrium*, *Mare Tranquilitatis*, ou a Bacia Oriental, no lado distante da Lua), mas existem muitas outras, de todos os tamanhos (Fig. 1.14).

A origem do sistema Terra-Lua é assunto ainda controvertido, tendo em vista as muitas semelhanças e diferenças de nosso satélite em relação à Terra. O modelo mais aceito atualmente (Fig. 1.15) postula um impacto de um corpo de dimensões pouco maiores que Marte, durante os estágios finais da acresção planetária, ocasião em que a Terra já tinha praticamente seu tamanho atual, e já estava diferenciada, com núcleo metálico e manto silicático.

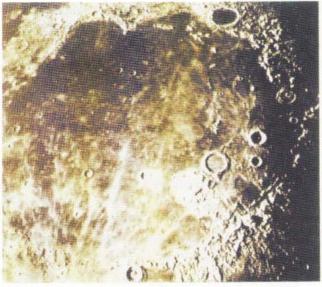



Fig. 1.14 Imagem do Mare Imbrium, uma cratera de impacto gigantesca, preenchida por lava, com cerca de 1.000 km de diâmetro. Notar o grande número de crateras menores e mais jovens também presentes. Fonte: NASA.

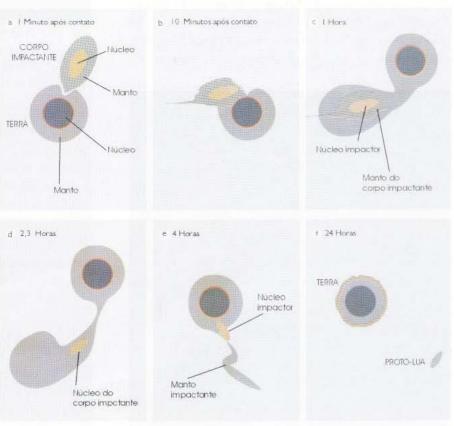



Fig. 1.15 Sistema Terra-Lua - Simulação de computador sobre a origem da Lua, considerando o impacto oblíquo de um objeto com cerca de 0,14 da massa terrestre, com velocidade de 5 km/s. Ambos os corpos já estariam diferenciados em núcleo metálico e manto silicático. Logo após a colisão, o corpo impactante e parte do manto terrestre foram despedaçados, e muitos compostos voláteis foram vaporizados. Em seguida, grande parte do manto do objeto que colidiu teria sido ejetado para uma situação orbital e coalesceria rapidamente formando uma Lua parcial ou totalmente fundida. Grande parte do material do núcleo do corpo impactante, mais pesado, teria sido incorporado à Terra.

Mercúrio - é o planeta mais interno do Sistema Solar. Sua massa é apenas 5,5% da Terra, mas sua densidade é apenas pouco inferior à do nosso planeta. Seu núcleo metálico é, portanto, proporcionalmente muito maior que o terrestre.

Mercúrio tornou-se geologicamente inativo logo após ter sido formado. Praticamente não tem atmosfera, e por causa disso sua superfície não sofreu grandes transformações, sendo portanto muito antiga. Observações da sonda Mariner 10 revelaram que a sua superfície é árida e preserva grande quantidade de crateras de impacto resultantes do bombardeio ocorrido nos primórdios da evolução do Sistema Solar (Fig. 1.16), como na Lua.

Vênus - é o planeta que apresenta maior semelhança com a Terra, em tamanho, em peso, na sua herança de elementos químicos, e sua massa equivale a 81,5% da massa desta. Sua aparência externa, observada ao telescópio, é obscurecida por nuvens, refletindo a densa atmosfera, que esconde suas feições topográficas. Contudo, diversas sondas, a exemplo das soviéticas Venera 9 e 10, ou a norte-americana Magellan, nas décadas de 70 e 80, lograram obter imagens de radar de sua superfície (Fig. 1.17). Algumas dessas missões chegaram a pousar no planeta, e as análises obtidas revelaram rochas com composição basáltica similar à de rochas terrestres.

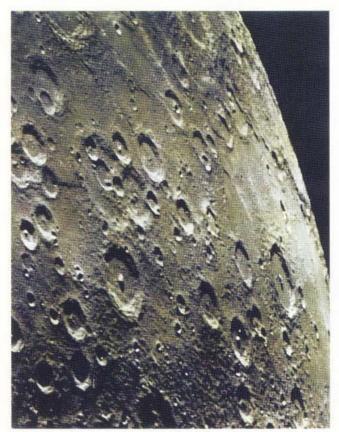



Fig. 1.16 Superfície árida de Mercúrio, mostrando grande quantidade de crateras de impacto de tamanhos diversos. Fonte: NASA.

Fig. 1.17 Feições morfológicas da superfície de Vênus em mosaico de radar obtido pela missão Magellan. Observar estruturas circulares gigantes e a faixa mais clara de planaltos elevados. Fonte: NASA/JPL.

O relevo do planeta é menos variado que o da Terra. São observadas ondulações moderadas da superfície em cerca de 60% da área, terras baixas em cerca de 30%, e alguns planaltos elevados (*Terra Ishtar* e *Terra Aphrodite*), que foram interpretados como massas rochosas "continentais". Feições similares a vulcões e estruturas circulares gigantes (Fig. 1.17 parecidas com grandes estruturas vulcânicas de colapso existentes na Terra foram observadas. Além disso, foram identificados sistemas simétricos de elevações lineares de grande extensão, interpretados como análogos aos sistemas de dorsais existentes nos oceanos terrestres (Cap. 17), e também elevações topográficas na *Terra Ishtar* interpretadas como cadeias montanhosas produzidas por colisão de massas continentais. Grandes crateras de impacto foram identificadas, sugerindo que certas áreas do planeta são geologicamente antigas.

A atmosfera de Vênus, secundária como a da Terra, é formada basicamente por CO_2 e quantidades menores de N, SO_2 e outros gases. A pressão atmosférica na superfície do planeta é de cerca de 92 bars, e a enorme quantidade de gás carbônico existente gera um efeito estufa gigantesco, elevando a temperatura da superfície a quase 500°C.

Por causa das similaridades de tamanho e composição, Vênus deveria ter regime térmico similar ao da Terra, sugerindo, portanto, a existência de uma estruturação interna. Entretanto, evidências diretas de uma tectônica global do tipo terrestre não estão comprovadas. Ao mesmo tempo, a elevada temperatura superficial do planeta sugere que a sua litosfera seria menos espessa e mais flutuante, impedindo ou dificultando processos de subducção para o manto interior do planeta como os que ocorrem na Terra (Cap. 6). Além disso, a grande quantidade de vulcões apontaria à existência de regiões com elevada produção de calor (*hot spots*) (Caps. 6 e 17) no manto de Vênus, as quais poderiam refletir o produto final de uma dinâmica de dissipação superficial do calor interno do planeta.

Marte - O quarto planeta do Sistema Solar é pequeno, com massa total de cerca de 11% daquela da Terra. As numerosas sondas espaciais, mas em especial as missões recentes das sondas Pathfinder e Global Surveyor, trouxeram enorme quantidade de dados muito valiosos acerca do "planeta vermelho" (Fig. 1.18).

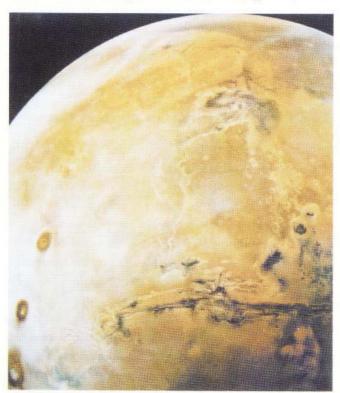



Fig. 1.18 Marte visto do espaço. Destacam-se 3 vulcões como manchas escuras circulares no setor ocidental, bem como uma estrutura enorme que cruza o planeta em sua porção equatorial. Trata-se de um cânion com 4.500 km de extensão, denominado Valles Marineris, semelhante aos vales de afundamento terrestres e possivelmente formado por processos geológicos internos de Marte. Fonte: NASA/JPL.

Marte contém uma atmosfera tênue (pressão atmosférica na superfície de apenas 0,007 bar), consistindo principalmente de CO_2, além de quantidades diminutas de nitrogênio e argônio. Os processos geológicos superficiais do planeta são dominados pela ação do vento, tendo sido observados enormes campos de dunas, constantemente modificados por tempestades de areia. Marte também apresenta calotas polares que incluem gelo, além de gelo seco.

Há uma grande diferença entre os dois hemisférios marcianos, sendo o meridional de relevo mais elevado e mais acidentado, enquanto que o setentrional é formado por uma extensa planície pontilhada por enormes vulcões, entre os quais o Monte Olimpus, com 26 km de altura sobre a planície circundante (Fig. 1.19). Este é o maior vulcão conhecido do Sistema Solar. O hemisfério sul é repleto de crateras de impacto, e o panorama assemelha-se às terras altas lunares, de modo que a superfície do hemisfério sul deve ser analogamente muito velha. Por outro lado, a superfície do hemisfério norte possui número menor de crateras, e sua superfície deve ser relativamente mais jovem, embora ainda antiga se comparada com à de Vênus ou da Terra. Os edifícios vulcânicos e seus derrames de lava praticamente não possuem crateras, devendo ser geologicamente mais jovens. Quanto à composição química das lavas marcianas, devem predominar variedades basálticas ou variedades derivadas de magmas basálticos, como foi revelado pelas análises efetuadas durante a missão Pathfinder e também aquelas realizadas nos meteoritos SNC, já mencionados, cujas composições químicas mostram-se semelhantes às dos basaltos terrestres.

A litosfera de Marte deve ser muito espessa, no mínimo de 150 a 200 km, por ser capaz de suportar o crescimento de estruturas vulcânicas tão altas como a do Monte Olimpus, numa posição fixa. Provavelmente o planeta teve nos seus primórdios uma evolução geológica interna importante, que deve ter cessado há muito tempo, visto que, pelo seu pequeno tamanho, muito do calor interno produzido teria escapado diretamente para o espaço. Interpretações com base em determinações de idade dos meteoritos SNC sugerem que as rochas vulcânicas de Marte teriam cerca de 1.000 milhões de anos, após o quê teria terminado a fase de vulcanismo ativo no planeta. Presentemente, não se observam evidências de atividades geológicas em Marte, com as feições indicando que o planeta provavelmente nunca teve uma tectônica global pare-

cida com a que se desenvolve até hoje na Terra. Todavia, feições morfológicas lineares típicas de Marte, tais como o já mencionado *Valles Marineris* (Fig. 1.18), são semelhantes a certas estruturas terrestres de mesma magnitude, como os vales de afundamento da África oriental, ou a estrutura geológica que condicionou o aparecimento do Mar Vermelho.

Em vários lugares, a superfície de Marte aparece como dissecada e modificada por uma combinação de erosão aquosa e movimentos de massa (Fig. 1.20). Tendo em vista que a superfície é muito fria, com temperaturas normalmente abaixo de 0°C, a água somente poderia atuar como agente erosivo em episódios "quentes" de curta duração, como em decorrência de eventuais impactos meteoríticos. Em tais casos ocorreria a liquefação do gelo que deve existir de modo permanente na sub-superfície de Marte, em materiais porosos ou fraturados, em situação similar à dos terrenos congelados que existem na Terra nas regiões de altas latitudes.

Desde as primeiras observações de Marte, passando pelos relatos de astrônomos do século XVIII, como o italiano Schiaparelli e o norte-americano C. Lowell, que descreveram os famosos "canais", sempre houve especulações sobre possíveis habitantes, ou sobre a existência de formas de vida naquele planeta. Em 1996 um grupo de pesquisadores da NASA relatou ter encontrado possíveis evidências de atividade biogênica no shergottito ALH84001, um dos constituintes do

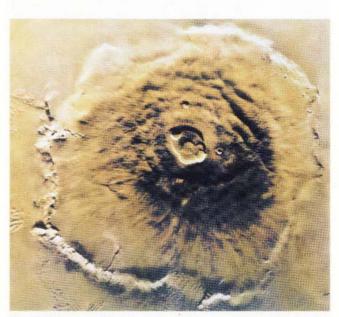



Fig. 1.19 Monte Olimpus, o maior vulcão conhecido do Sistema Solar, cujo tamanho é três vezes o do monte Everest. Fonte: NASA/JPL.

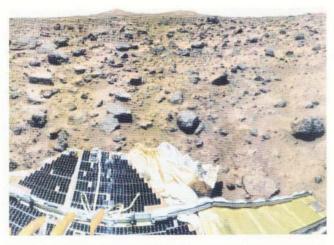



Fig. 1.20 A superfície de Marte tal como foi vista pela sonda Pathfinder, na região de seu pouso, na confluência dos vales Ares e Tiu. Trata-se de uma enorme planície de inundação, formada numa época em que ocorreram grandes movimentos de material transportado em meio aquoso. Fonte: NASA.

pequeno grupo de meteoritos SNC que se considera proveniente de Marte. Tais evidências, ainda hoje debatidas pela Ciência, consistem de hidrocarbonetos aromáticos encontrados em superfícies frescas de fraturas do meteorito e formações globulares carbonáticas que se assemelham, em textura e dimensão, a alguns precipitados carbonáticos terrestres formados por ação bacteriana.

1.6.2 Planetas externos: os gigantes gasosos

Júpiter, Saturno, Urano e Netuno são muito diferentes dos planetas internos descritos até aqui e correspondem a enormes esferas de gás comprimido, de baixa densidade. Júpiter e Saturno são gigantes gasosos formados principalmente por H e He, enquanto que Urano e Netuno possuem cerca de 10-20% desses elementos, mas suas massas compreendem também sólidos, incluindo gelo e materiais rochosos. De qualquer forma, nos quatro planetas é possível observar diretamente apenas as partes mais externas de suas atmosferas e especular a respeito da natureza e das condições de seus interiores, onde as pressões existentes são tão grandes que desconhecemos a física que nelas prevalece.

A missão Voyager 2 foi a que trouxe maior número de informações e magníficas visões de seu "grande *tour*" pelo Sistema Solar na década de 80. Entretanto, a missão Galileo, iniciada em 1989 e que chegou a Júpiter em 1995, obteve a maior quantidade de informações sobre este planeta gigante, seus anéis e seus satélites.

Júpiter (Fig. 1.21), pelo seu tamanho descomunal, pode ser considerado uma estrela que falhou. Possivelmente, nos primórdios de sua evolução, ele brilhou tal como uma estrela, porém com luminosidade muito fraca. Se Júpiter tivesse massa muito maior, o Sistema Solar teria sido uma estrela dupla, como há muitas no Universo, e provavelmente a Terra e outros planetas não teriam sido formados. Júpiter possui alguns anéis e diversos satélites, todos diferentes entre si e formados por material sólido. Os maiores, denominados satélites galileanos, são Europa, Ganimedes, Callisto e Io (Fig. 1.21). Este último satélite tem temperatura interna extremamente alta, de tal modo que produz continuamente violentas e gigantescas erupções vulcânicas em sua superfície (Fig. 1.22). Trata-se do mais intenso vulcanismo do nosso Sistema Solar.

A energia interna de Júpiter é ainda muito elevada, provavelmente suficiente para manter o material de seu interior inteiramente líquido. Considera-se que as camadas externas do planeta contenham essencialmente H molecular, H_2, enquanto que nas internas predomina H metálico, líquido. Júpiter teria ainda um núcleo relativamente pequeno de material fundido, possivelmente silicatos.

Fig. 1.22 Io, um dos satélites de Júpiter, cuja superfície é coberta de vulcões ativos (por exemplo na parte centro sul do satélite), que expelem enxofre líquido e compostos sulfurosos. Fonte: NASA.

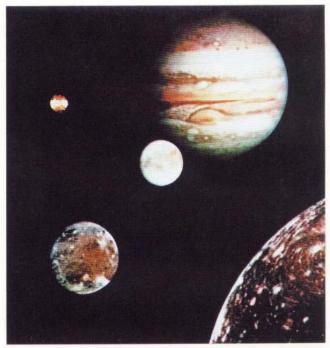



Fig. 1.21 Mosaico mostrando Júpiter e quatro de seus satélites (Ganymede, Callisto, Europa e Io), como observado pela nave Voyager 1. Fonte: NASA.

Pouco se conhece acerca do interior de Saturno (Fig. 1.23), que deve compartilhar muitas das propriedades de Júpiter. Ainda menos se conhece sobre Urano e Netuno, que pelas suas densidades médias devem ter núcleos de material denso. Os modelos propostos para suas estruturas internas preconizam um núcleo rochoso, coberto por um "manto" de água líquida, metano, amônia e outros compostos, formando um oceano com milhares de quilômetros de espessura. Este oceano seria recoberto por uma atmosfera muito densa formada por H e He.

1.6.3 Cinturão de asteróides

Entre as órbitas de Marte e Júpiter ocorre o cinturão de asteróides, constituído de incontáveis corpos planetários de tamanhos diversos. Como foi mencionado anteriormente, a grande maioria dos meteoritos que continuamente caem na superfície da Terra provém desse cinturão. É provável que os asteróides não puderam se reunir num único planeta, na época de acresção, devido às perturbações de natureza gravitacional causadas pela proximidade de Júpiter.

O maior asteróide conhecido é Ceres com diâmetro de 974 km. Além deste, conhecem-se mais seis asteróides com diâmetros superiores a 300 km, cerca de duzentos com diâmetro superior a 100 km, por volta de 2.000 com diâmetro superior a 10 km, e as-

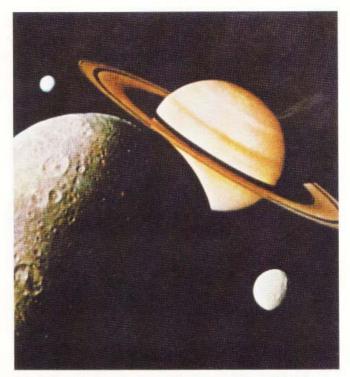



Fig. 1.23 Mosaico mostrando Saturno e seus satélites Dione, Rhea e Tethys. Os sete anéis deste planeta são formados essencialmente de gelo e poeira, em partículas e fragmentos pequenos. Fonte: NASA/.

sim por diante. Cerca de 75% desses corpos consistem de silicatos de Fe e Mg, material similar ao dos meteoritos condríticos. Cerca de 15% apresentam-se como misturas de material silicático e material metálico (Fe-Ni), podendo ser análogos aos siderólitos, e cerca de 5% parecem ser totalmente metálicos, assemelhando-se aos sideritos. Os 5% restantes podem representar outros tipos de meteoritos. A massa total dos asteróides conhecidos corresponde a cerca de 2% da massa da Lua.

1.6.4 Cometas

Cometas são constituídos predominantemente por material gasoso (Fig. 1.24), que representa a matéria primordial da nebulosa solar. Acredita-se que durante o processo de acresção planetária, na fase de formação de planetésimos, os cometas também foram formados numa região muito além do anel planetário mais externo. Tais corpos, de dimensões variáveis (da ordem de 1 km de diâmetro ou menos), não puderam originar protoplanetas, por estarem muito afastados entre si. Durante os 4,6 bilhões de anos de nosso Sistema Solar, as órbitas dos cometas foram perturbadas pela ação gravitacional das estrelas mais próximas, e agora eles estariam orientados ao acaso nas proximidades do plano principal do sistema. A **nuvem de Oort** deve conter possivelmente muitos bilhões de cometas.

Cerca de 750 cometas são conhecidos, como por exemplo o de *Halley*, de período curto, cuja órbita o faz se aproximar da Terra a cada 75-76 anos, como ocorreu em 1986, ou o *Schumacher-Levy*, que colidiu espetacularmente com o planeta Júpiter em julho de 1995. A constituição dos cometas inclui compostos voláteis congelados, tais como H_2O, H_2CO, C, CO, CO_2, H, OH, CH, O, S, NH, NH_2, HCN, N_2, e muitos outros, inclusive metais como Na, K, Al, Mg, Si, Cr, Mn, Fe etc. Quando cometas são trazidos para perto da órbita da Terra, seus gases são vaporizados e ionizados pela radiação solar, e o conjunto toma a forma típica de um núcleo *(coma)* e uma cauda apontando para o lado oposto do Sol.

Fig. 1.24 Cometa de Hyakutake, descoberto em 30 de janeiro de 1996. Fonte: NASA.

1.7 Perspectivas do Estudo do Universo

A aventura extraterrestre da humanidade está apenas começando, na busca de respostas para aquelas questões fundamentais formuladas no início deste capítulo. A todo momento, novas observações e novos dados científicos são adicionados, e muitos deles causam surpresas inesperadas que modificam teorias e idéias estabelecidas. É desta forma que a Ciência progride.

Para o conhecimento do Sistema Solar, as últimas quatro décadas do século XX foram cruciais. Contudo, a exploração dos planetas, satélites e demais objetos associados está apenas começando. A sonda Galileo ainda continua estudando Júpiter, e são apenas do final de 1999 as imagens fantásticas do satélite Io, com um de seus vulcões expelindo lava extremamente quente, a mais de 1 km de altura, numa escala maior do que qualquer das erupções famosas do Havaí. Para a primeira década do século XXI estão programadas outras missões, com ênfase para o planeta Marte, ao redor do qual ainda permanece o *Global Surveyer*. Planeja-se coletar amostras de gases, solos e rochas, entre outras coisas, para buscar evidências inequívocas de vida, na seqüência das indicações fornecidas pelo estudo do meteorito ALH84001. Pretende-se também obter um melhor conhecimento de asteróides e cometas, talvez os objetos mais enigmáticos do Sistema Solar, por meio de missões especiais, envolvendo aproximações e até mesmo aterrissagens.

Para melhor compreendermos o Universo, têm sido decisivas as fotografias obtidas pelo telescópio orbital Hubble (Fig. 1.25). Este instrumento com 12 toneladas, lançado ao espaço em 1990 a mais de 500 km da superfície terrestre, permitiu evitar distorções provocadas pela nossa atmosfera nas imagens fotográficas dos telescópios convencionais. Em poucos anos, o Hubble produziu remotamente, a partir de sistemas de controle na Terra, mais de 270.000 observações preciosas. Entre elas, estão imagens nítidas de nebulosas, galáxias antigas, buracos negros, explosões de supernovas e até mesmo do choque espetacular do cometa Shumacher-Levy contra Júpiter se fizeram disponíveis para astrônomos e astrofísicos, e seus resultados revolucionaram a cosmologia moderna.

Em 1999 foi implementado outro experimento científico ambicioso, denominado projeto *Boomerang*. Um telescópio de duas toneladas e instrumentos de alta precisão foram instalados num balão atmosférico que se encontra sobrevoando a Antártica, com a finalidade de observar uma região do céu praticamente sem estrelas, buscando captar a luminosidade da chamada **radiação de fundo**, resultante do *Big Bang*. As imagens obtidas por este telescópio permitiram aos cientistas oferecer uma estimativa da densidade do Universo, considerada convincente por muitos astrofísicos, e com isto sugerir que tal densidade estaria abaixo do valor crítico comentado no item 1.1 deste capítulo. Embora a demonstração inequívoca ainda dependa de uma solução definitiva para o mistério da matéria escura, a evidência do projeto *Boomerang* apontaria para a hipótese do Universo **aberto**, portanto com uma expansão contínua para sempre. Voltamos assim às nossas inquietudes metafísicas iniciais, com uma possível resposta para o futuro do Universo. Mas se o nosso Universo teve um início, no *Big Bang*, e se for finalmente demonstrado que ele é eterno e ocupa um espaço em contínua expansão, tendendo portanto ao infinito, não seriam estas características sugestivas da existência de uma vontade criadora?

Nesse contexto, cabe lembrar as palavras de Albert Einstein: *Quero saber como Deus criou este mundo. Não estou interessado neste ou naquele fenômeno, ou no espectro deste ou daquele elemento. Quero conhecer seus pensamentos, o resto são detalhes.*

Fig. 1.25 Telescópio espacial Hubble. Fonte: NASA.

1.1 Planetologia comparada

Atualmente, os planetas do Sistema Solar deixaram de ser objetos de estudo apenas de astrônomos, passando também a ser foco de interesse dos geocientistas. Embora cada objeto no Sistema Solar seja único, o novo campo da Ciência, a planetologia comparada, tem fornecido muitas lições que podem ser aplicadas à Terra, em especial quanto aos tópicos de sua origem e evolução primitiva, conforme resumido nos temas abaixo:

1. O estudo da Lua, Vênus, Marte, e de muitos acondritos, mostrou que o magmatismo de tipo basáltico é onipresente.

2. Embora alguns objetos primitivos, tais como os condritos carbonáceos, sobreviveram para indicar a idade do Sistema Solar, não há evidências da existência de material primordial não transformado, nos planetas e em seus satélites.

3. Os planetas formaram-se quentes, ou tornaram-se quentes logo após a sua origem. A sua estruturação química em manto e núcleo ocorreu numa fase precoce, provavelmente ainda durante a chamada acresção planetária.

4. As diferenças na composição das atmosferas dos planetas internos indicam que as composições originais de seus gases, a perda inicial dos compostos voláteis e os subseqüentes processos de degasificação para a formação das atuais atmosferas foram específicos e distintos, para cada planeta.

5. Aparentemente, o regime de tectônica global do planeta Terra é único.

6. A evidência de grandes impactos pelo bombardeio de corpos de todos os tamanhos durante o acrescimento planetário, que continuou pelo menos durante 800 milhões de anos, é observável nas superfícies da Lua, Mercúrio e Marte.

Leituras recomendadas

ANDERSON, D. L. *Theory of the Earth*. Boston: Blackwell, 1989.

CROSWELL, K. *Magnificent Universe*. New York: Simon & Schuster, 1999.

GOMES, C. B. & KEIL, K. *Brazilian Stone Meteorites*. Albuquerque: University of New Mexico Press, 1980.

KERRIDGE, J. F. & MATTHEWS, M. S. (eds.) *Meteorites and the Early Solar System*. Tucson: University of Arizona Press, 1988.

MASSAMBANI, O & MANTOVANI, M. S. (orgs.). *Marte, Novas Descobertas*. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, USP, 1997.

WEINER, J. *Planeta Terra*. São Paulo: Martins Fontes, 1986.

2

MINERAIS E ROCHAS: CONSTITUINTES DA TERRA SÓLIDA

José B. Madureira Fº
Daniel Atencio
Ian McReath

Para estudarmos o planeta Terra é necessário, inicialmente, conhecer as características dos materiais que o constituem, especialmente os mais superficiais e com os quais temos maior contato. Na superfície terrestre, podem ser observados materiais inconsolidados (por exemplo, os solos dos nossos jardins, as areias dos rios e das praias) e rochas consolidadas, ambos constituídos por associações mais ou menos características de minerais.

Os principais usos atuais dos minerais e rochas mais comuns são apresentados no Cap. 21. A importância dos minerais e rochas no desenvolvimento tecnológico da humanidade cresceu continuamente desde a época da pedra lascada. Entre outras coisas, a sociedade tecnológica não teria conseguido chegar à Lua não fosse o seu conhecimento sobre as características e propriedades dos minerais. A dureza excepcional do diamante, por exemplo, foi responsável pela fabricação de peças mecânicas de altíssima precisão que auxiliaram a ida do homem à Lua. Além dessas aplicações muito especializadas, muita coisa que usamos no nosso dia-a-dia vem do reino mineral.

2.1 Minerais: Unidades Constituintes das Rochas

2.1.1 O que são minerais e rochas?

Minerais são elementos ou compostos químicos com composição definida dentro de certos limites, cristalizados e formados naturalmente por meio de processos geológicos inorgânicos, na Terra ou em corpos extraterrestres. A composição química e as propriedades cristalográficas bem definidas do mineral fazem com que ele seja único dentro do reino mineral e, assim, receba um nome característico.

Cada tipo de mineral, tal como o quartzo (SiO_2), constitui uma **espécie mineral**. Sempre que a sua cristalização se der em condições geológicas ideais, a sua organização atômica interna se manifestará em uma forma geométrica externa, com o aparecimento de faces, arestas e vértices naturais. Nesta situação, a amostra do mineral será chamada também de **cristal**.

O termo **rocha** é usado para descrever uma associação de minerais que, por diferentes motivos geológicos, acabam ficando intimamente unidos. Embora coesa e, muitas vezes, dura, a rocha não é homogênea. Ela não tem a continuidade física de um mineral e, portanto, pode ser subdividida em todos os seus minerais constituintes.

Já o termo **minério** é utilizado apenas quando o mineral ou a rocha apresentar uma importância econômica (Cap. 21).

Para conhecer mais sobre os minerais, vamos detalhar os principais conceitos usados na definição apresentada. Como será visto, a tradição estabelecida pelo uso e, às vezes, o abuso dos termos, conduz a algumas inconsistências. Conseqüentemente, a utilização do termo mineral nem sempre é completamente consistente.

a) Quanto à definição "*...elemento ou composto químico com composição definida dentro de certos limites...*"

Alguns poucos minerais têm uma composição química muito simples, dada por átomos de um mesmo elemento químico. São exemplos o diamante (átomos de carbono), o enxofre (átomos de enxofre) e o ouro (átomos de ouro). A grande maioria dos minerais, entretanto, é formada por compostos químicos que resultam da combinação de diferentes elementos químicos; sua composição química pode ser fixa ou variar dentro de limites bem definidos. Na composição química do quartzo (SiO_2), um átomo de silício combina com dois de oxigênio, qualquer que seja o tipo de ambiente geológico em que o quartzo se forme.

Já na composição do mineral olivina $(Mg, Fe)_2 SiO_4$ –mineral incomum nas rochas da superfície terrestre, cujo membro magnesiano, no entanto, deve formar parte importante das rochas do interior da Terra (Cap. 5) – as relações que se mantêm fixas são a soma das quantidades de ferro e magnésio, com dois átomos, a quantidade de silício, com um átomo, e a de oxigênio, com quatro átomos. A composição química das olivinas pode variar entre dois átomos de ferro e zero de magnésio e dois de magnésio e zero de ferro, sempre com um átomo de silício e quatro de oxigênio, formando uma série de minerais que fazem o grupo das olivinas.

b) Quanto à definição "*...cristalizado...*"

O fato de a definição de mineral destacar o termo cristalizado, para esses materiais, significa que eles têm um arranjo atômico interno tridimensional. Os áto-

◄ Veio pegmatítico no qual se destacam cristais centimétricos de Amazonita (cor esverdeada), intrusivo em rocha gnáissica, cuja estrutura orientada típica é visível no canto inferior esquerdo. Foto: Museu de Geociências/IG-USP.

mos constituintes de um mineral encontram-se distribuídos ordenadamente, formando uma rede tridimensional (o **retículo cristalino**), gerada pela repetição de uma unidade atômica ou iônica fundamental que já tem as propriedades físico-químicas do mineral completo. Esta unidade que se repete é a **cela unitária**, o "tijolo" que vai servir de base para a construção do retículo cristalino onde cada átomo ocupa uma posição definida dentro da cela unitária (Fig. 2.1).

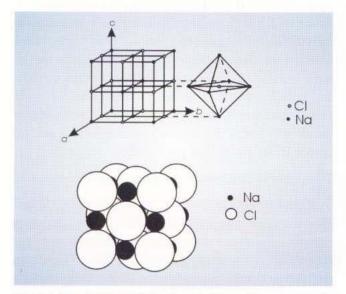



Fig. 2.1 Arranjo espacial dos íons de Na^+ e Cl^- no composto NaCl (halita), mostrando a cela unitária que resulta no hábito cristalino em cubos geralmente apresentados pelo mineral.

Duas propriedades físicas que por si só atestam esta organização interna são o **hábito cristalino** e a **clivagem**. O hábito cristalino é a forma geométrica externa natural do mineral, desenvolvida sempre que a cristalização se der sob condições calmas e ideais. Já a clivagem é a quebra sistemática da massa mineral em planos preestabelecidos que reúnem as ligações químicas mais fracas oferecidas pela estrutura do mineral .

Na natureza, os cristais perfeitos dos minerais são raros e conseqüentemente constituem as jóias do reino mineral. Mais comumente os minerais se apresentam como massas irregulares. No entanto, a cristalinidade destas amostras de minerais também pode ser reconhecida de outras formas, por meio de suas propriedades ópticas, por exemplo.

O mercúrio (elemento nativo), é o único líquido considerado espécie mineral. O gelo formado naturalmente (nas calotas polares, por exemplo) é considerado mineral, mas a água líquida, não.

Substâncias sólidas amorfas, tais como géis, vidros e carvões naturais, não são cristalinas e, portanto, não satisfazem às exigências da definição de mineral. Estas substâncias formam parte da classe dos **mineralóides**.

A repetição sistemática dos motivos estruturais formados de átomos, íons ou moléculas sustenta o conceito de **simetria cristalográfica**. A **Cristalografia** estuda a origem, desenvolvimento e classificação dos cristais naturais - os minerais que exibem formas externas geométricas - e artificiais.

O estudo da simetria externa dos cristais é feito com auxílio dos **elementos** abstratos **de simetria** (planos, eixos e centro) e as suas respectivas **operações de simetria** (reflexão, rotação e inversão). Assim, reconhecer a existência de um plano de simetria no cristal é visualizar uma superfície que o corta em duas metades iguais, simétricas (Fig. 2.2).

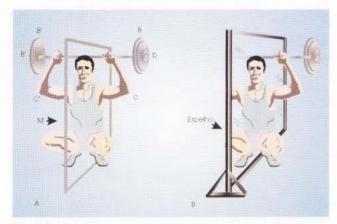



Fig. 2.2 Plano de simetria, que corta o objeto em duas partes iguais, simétricas, como um objeto e sua imagem refletida num espelho.

O eixo de simetria é uma reta imaginária que passa pelo centro geométrico do cristal e ao redor da qual, num giro total de 360°, uma feição geométrica do cristal se repete certo número de vezes (Fig. 2.3).

O centro de simetria é um ponto de simetria coincidente com o centro geométrico do cristal, em relação ao qual as feições geométricas do cristal se invertem (Fig. 2.4).

O conjunto dos possíveis elementos de simetria encontrados em um cristal é chamado de grau ou classe de simetria ou grupo pontual. Existem, na natureza, apenas 32 graus de simetria, agrupados de acordo com a similaridade de seus elementos de simetria em sete **sistemas cristalinos**, do "mais simétrico" ao "menos simétrico": cúbico, tetragonal, trigonal, hexagonal,

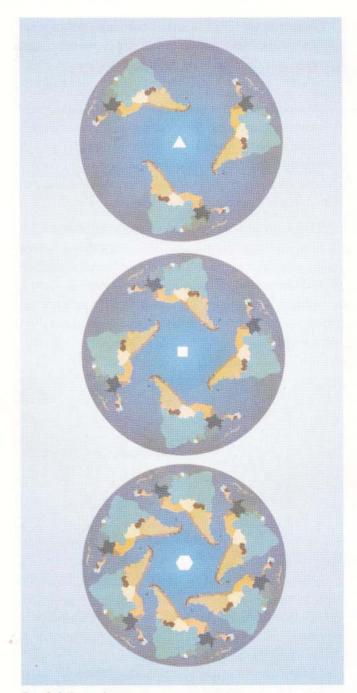



Fig. 2.3 Eixos de simetria: ternário, quaternário e senário.

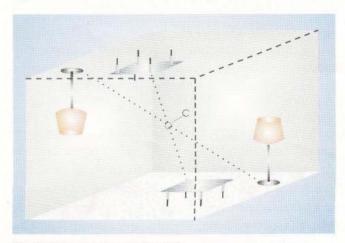



Fig. 2.4 Centro de simetria (C).

ortorrômbico, monoclínico e triclínico. Os sete sistemas cristalinos são usados para a classificação cristalográfica de todas as substâncias, naturais ou não, que apresentam estrutura cristalina (Tabela 2.1).

A escola norte-americana de cristalografia considera a existência de apenas seis sistemas cristalinos, uma vez que coloca o nosso sistema trigonal como uma subdivisão do sistema hexagonal, chamada de hexagonal romboedral. Assim, enquanto nós, brasileiros (que seguimos a escola européia de cristalografia), falamos que, por exemplo, o quartzo a e a turmalina se cristalizam no sistema trigonal, os norte-americanos consideram estes minerais como pertencentes ao sistema hexagonal romboedral. Por isso, devemos tomar o cuidado, sempre que usarmos um livro de cristalografia e mineralogia da escola norte-americana, de não confundir o nosso sistema hexagonal (H) com a classe hexagonal romboedral (Hr) deles.

c) Quanto à definição "*. . formado naturalmente. .*"

Quando usamos o termo "naturalmente" na definição de mineral, indicamos que as substâncias devam ocorrer espontaneamente na natureza. Como regra geral, substâncias sintéticas feitas pelo ser humano por síntese no laboratório ou os produtos resultantes de combustão ou os formados a partir de materiais artificiais, mesmo com a ação do ar ou de água, não são considerados minerais embora apresentem todas as características de seus equivalentes naturais, e sua síntese possa ajudar a entender o processo da formação dos minerais nos diferentes ambientes geológicos. Por exemplo, enquanto o rubi natural é mineral, o rubi sintético não o é. Entretanto, como se vê, na prática os compostos sintéticos recebem os mesmos nomes dos equivalentes naturais. Em alguns textos, vê-se o termo "mineral sintético" o que é, estritamente, um contrasenso.

d) Quanto à definição "*. . processos inorgânicos. .*"

O uso do termo inorgânico na definição de mineral impede que as substâncias puramente biogênicas sejam minerais. A pérola, o âmbar, os recifes de corais e o carvão são algumas substâncias biogênicas que não podem ser consideradas minerais, por um motivo ou outro. São todas mineralóides. No caso do coral, embora possamos reconhecer compostos químicos idênticos às formas naturais de carbonato de cálcio sólido, o organismo vivo tem intervenção essencial na produção do composto - que é uma secreção gerada por seu metabolismo.

Tabela 2.1 Sistemas cristalinos, constantes cristalográficas e simetria principal de alguns minerais.

Sistema	Constantes cristalográficas	Simetria principal	Exemplos de minerais
Cúbico (Isométrico)	$a_1=a_2=a_3$ $\alpha=\beta=\gamma=90°$	4 eixos ternários	Diamante, granada, espinélio
Tetragonal	$a_1=a_2\neq c$ $\alpha=\beta=\gamma=90°$	1 eixo quaternário (eixo c)	Zircão, cassiterita, rutilo
Hexagonal	$a_1=a_2=a_3\neq c$ $\alpha=\beta=\delta=90$ e $\gamma=120°$	1 eixo senário (eixo c)	Quartzo β, berilo
Trigonal	$a_1=a_2=a_3\neq c$ $\alpha=\beta=\delta=90$ e $\gamma=120°$	1 eixo ternário (eixo c)	Quartzo α, turmalina, coríndon
Ortorrômbico	$a\neq b\neq c$ $\alpha=\beta=\gamma=90°$	1 eixo binário (eixo c); pode ter mais 2 eixos binários e até 3 planos	Olivina, ortopiroxênio, topázio
Monoclínico	$a\neq b\neq c$ $\alpha=\gamma=90°$ e $\beta\neq 90°$	1 eixo binário (eixo b); 1 plano contendo os eixos a e c	Ortoclásio, mica, clinopiroxênio, clinoanfibólio
Triclínico	$a\neq b\neq c$ $\alpha\neq\beta\neq\gamma\neq 90°$	um centro de simetria ou sem simetria	Microclínio, plagioclásio

(a, b e c: dimensões da cela unitária; α, β, γ e δ: ângulos entre seus eixos. Nos sistemas hexagonal e trigonal, há quatro eixos, três no mesmo plano.)

2.1.2 A origem dos minerais

A origem de um mineral está condicionada aos "ingredientes químicos" e às condições físicas (temperatura e pressão) reinantes no seu ambiente de formação. Assim sendo, minerais originados no interior da Terra são geralmente diferentes daqueles formados na sua superfície. As informações sobre minerais presentes em corpos extraterrestres são inferidas a partir de amostras desses corpos; no caso da Lua, coletadas diretamente de sua superfície e no caso de Marte e alguns asteróides maiores, a partir de amostras de meteoritos caídos na Terra.

Um mineral pode se formar de diferentes maneiras, por exemplo, a partir de uma solução, de material em estado de fusão ou vapor. O processo de cristalização tem início com a formação de um núcleo, um diminuto cristal que funciona como uma semente, ao qual o material vai aderindo, com o conseqüente crescimento do cristal. O estado cristalino pode ser conseguido pela passagem da matéria do estado físico amorfo para o cristalino, em ambiente geológico quente. Isto occorre na cristalização de **magma**, material rochoso fundido (Cap. 16). Ocorre também pela condensação de materiais rochosos em estado de vapor, quando os cristais se formam diretamente do vapor sem passar pelo estágio intermediário do estado líquido. A condensação de minerais a partir da nebulosa solar (Cap. 1) deve ter sido um processo importante durante a formação dos planetas. Atualmente, podemos ver na Terra a formação de cristais de enxofre a partir das fumarolas de atividades ígneas vulcânicas.

A cristalização de substâncias a partir de soluções aquosas a baixas temperaturas (< 100°C) é um processo importante na formação das rochas sedimentares químicas (Cap. 14).

Na passagem de matéria de um para outro estado cristalino, os materiais rochosos que já estão cristalizados podem, por modificações nas condições de pressão e/ou temperatura, tornar-se instáveis e se recristalizar em uma nova estrutura cristalina mais estável para as novas condições, sem que haja fusão do mineral inicial. Este processo é importante na formação de alguns dos minerais das rochas metamórficas (Cap. 18).

2.1 Ligações químicas no reino mineral

Os minerais apresentam composição química constante dentro de certos limites, o que permite, portanto, que se atribuam fórmulas químicas aos minerais. Os elementos químicos constituintes dos minerais estão unidos através de diferentes tipos de ligação, sendo as mais comuns as ligações iônicas, covalentes, metálicas e de Van der Waals.

Nas ligações iônicas, cátions (íons com carga positiva) e ânions (íons com carga negativa) se unem. Por exemplo, no mineral halita, de fórmula NaCl, o cátion Na, de valência 1+, une-se ao ânion Cl, de valência 1-. Ao invés de um ânion simples, como o Cl^-, pode se constituir um grupo aniônico ("radical aniônico"), como o SiO_4^{4-}, que é a unidade fundamental de todos os silicatos. Nas ligações covalentes, ocorre o compartilhamento de elétrons, a exemplo da ligação entre os átomos de carbono no diamante. As ligações metálicas são aquelas em que se formam "nuvens de elétrons", como nos elementos nativos (ouro, prata, cobre etc.). A mais fraca das ligações químicas é a de Van der Waals, que une moléculas e unidades estruturais praticamente neutras, ou seja, com pequenas cargas residuais. É rara nos minerais e um exemplo é a grafita, onde as camadas de átomos de carbono ligadas de modo covalente são unidas entre si por ligações de Van der Waals. Em decorrência da força de ligação entre os átomos de um mineral, formam-se "empacotamentos" de átomos, às vezes mais outras vezes menos compactos. Obviamente, isto vai influenciar sobremaneira as propriedades dos minerais. A substituição de íons em um determinado sítio catiônico é favorecida por semelhanças de raio e valência. Os átomos constituintes de um mineral podem ser imaginados como "esferas" com carga positiva ou negativa. Assim, Mg^{2+} e Fe^{2+} apresentam carga 2+ e volumes relativamente semelhantes (caracterizados pelo raio iônico, respectivamente 0,74 Å e 0,80 Å; 1Å= 0,1 nm = 10^{-10}m), enquanto Na^+ (raio 0,98 Å) e K^+ (1,33 Å), ambos com carga 1+, são íons maiores. Assim, as substituições entre Na e K, e entre Mg e Fe são mais freqüentes que entre Na e Mg, Na e Fe, K e Mg, e K e Fe, por exemplo.

Nos silicatos, a unidade estrutural é o tetraedro SiO_4^{4-} com quatro O^{2-} (raio 1,36 Å) unidos a um Si^{4+} central (raio 0,39 Å), que pode ser parcialmente substituído por Al^{3+} (raio 0,57 Å). Essa unidade fundamental, que constitui um "poliedro de coordenação", ou seja, uma figura geométrica definida pela união dos átomos de oxigênio, pode aparecer isolada (evidentemente rodeada por cátions, para neutralizar sua carga negativa), constituindo os silicatos chamados de nesossilicatos, ou, muito freqüentemente, associada, formando substâncias tais como os sorossilicatos etc. A polimerização é a união entre estes poliedros (no caso tetraedros), que origina associações entre 2, 3, ... infinitos poliedros (Quadro 2.3). Quanto maior o grau de polimerização, menor fica a razão entre o número de átomos do Si e o do O no ânion polimerizado.

2.2 Polimorfismo e solução sólida

Minerais **polimorfos** (de "poli", muitos, e "morphos", forma) são aqueles que têm essencialmente a mesma composição química mas estruturas cristalinas diferentes, o que se reflete em suas propriedades físicas e morfológicas diferenciadas. Por exemplo, grafita e diamante são polimorfos de carbono. Ambos têm a mesma composição química mas suas estruturas são diferentes, e como tal são considerados como espécies separadas. Assim ocorre também com a calcita e a aragonita, polimorfos de $CaCO_3$. Quartzo α e quartzo β (Tabela 2.1) são dois dos polimorfos de sílica SiO_2.

Minerais **isomorfos** (de "iso", igual, e "morphos", forma) são os que possuem estrutura cristalina semelhante mas composição química diferente ou variável dentro de determinados limites (e.g. calcita - $CaCO_3$, magnesita - $MgCO_3$ e siderita - $FeCO_3$). Em diversos casos, pode ocorrer um intercâmbio de determinados elementos na estrutura, dando origem a substâncias de composição intermediária entre dois (ou mais) termos finais, resultando em um fenômeno conhecido como solução sólida, por exemplo, olivinas: forsterita (Mg_2SiO_4) e faialita (Fe_2SiO_4), nas quais Mg e Fe^{2+} se substituem mutuamente; e plagioclásios: albita ($NaAlSi_3O_8$) e anortita ($CaAl_2Si_2O_8$), nas quais a solução sólida se realiza através da substituição acoplada (assim chamada porque envolve dois pares de elementos) de (Na,Si) por (Ca,Al).

2.1.3 Classificação sistemática de minerais

O estudo sistemático dos minerais fica facilitado quando se usam critérios que permitam agrupá-los em conjuntos com características similares. Alguns dos critérios mais usados são resumidos na Tabela 2.2.

Nos livros de mineralogia descritiva, exposições mineralógicas em museus e em coleções em geral usa-se o critério químico baseado na natureza do radical aniônico do mineral. Por exemplo, no mineral barita ($BaSO_4$), o radical aniônico é o SO_4^{2-} e, portanto, a barita será classificada como sulfato.

Esta última classificação dos minerais se assemelha à de compostos químicos utilizada pela Química Inorgânica e apresenta as seguintes vantagens:

a) minerais com o mesmo radical aniônico possuem propriedades físicas e morfológicas muito mais semelhantes entre si que minerais com o mesmo cátion. Por exemplo, a siderita ($FeCO_3$) tem mais afinidades com a calcita ($CaCO_3$), ou com a magnesita ($MgCO_3$) do que com a pirita (FeS_2) ou com a hematita (Fe_2O_3);

b) minerais com o mesmo radical aniônico tendem a se formar por processos físico-químicos semelhantes e a ocorrer associados uns aos outros na natureza.

Tabela 2.2 Alguns dos critérios usados para classificar os minerais.

Critérios usados	Exemplos
Sistema de cristalização	Minerais monoclínicos, cúbicos
Usos	Minérios, gemas, minerais formadores de rochas
Composição química	Elementos nativos, óxidos, sulfetos

2.3 Classificação sistemática dos minerais

As espécies minerais conhecidas são agrupadas em classes minerais com base no ânion ou radical aniônico dominante em sua fórmula química. James D. Dana (1813-1895) teve papel fundamental na elaboração desta classificação. Assim, tem-se, de maneira simplificada, as seguintes classes, e no caso dos silicatos, as subclasses, seguidas de alguns exemplos e suas fórmulas químicas:

- Elementos nativos: ouro (Au), enxofre (S).
- Sulfetos: galena (PbS), esfalerita (ZnS), pirita (FeS_2).
- Sulfossais: tetraedrita ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$), enargita (Cu_3AsS_4).
- Óxidos: gelo (H_2O), hematita (Fe_2O_3), cassiterita (SnO_2).
- Halóides: halita (NaCl), fluorita (CaF_2).
- Carbonatos: calcita ($CaCO_3$), dolomita [$CaMg(CO_3)_2$].
- Nitratos: salitre (KNO_3), salitre-do-chile ($NaNO_3$).
- Boratos: bórax $Na_2B_4O_7.10H_2O$.
- Sulfatos e cromatos: barita ($BaSO_4$), gipsita ($CaSO_4.2H_2O$).
- Fosfatos, arseniatos e vanadatos: apatita [$Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)_3$].
- Tungstatos e molibdatos: scheelita ($CaWO_4$).

Silicatos: Devido a sua grande importância, os silicatos são subdivididos de acordo com o grau de polimerização dos tetraedros SiO_4^{4-} e conseqüentemente pela razão Si:O dos ânions:

- tetraedros isolados (nesossilicatos) - Si:O = 1:4. olivina [$(Mg,Fe)_2SiO_4$], granada, zircão, topázio.
- duplas de tetraedros (sorossilicatos) - Si:O = 2:7. hemimorfita [$Zn_4(Si_2O_7)(OH).H_2O$], epídoto.
- anéis de tetraedros (ciclossilicatos) - Si:O = 1:3. berilo [$Be_3Al_2(Si_6O_{18})$], turmalina.
- cadeias de tetraedros (inossilicatos)

a) cadeias simples de tetraedros - Si:O = 1:3. piroxênios: enstatita [$Mg_2(Si_2O_6)$].

b) cadeias duplas de tetraedros - Si:O = 4:11. anfibólios: tremolita [$Ca_2Mg_5(Si_8O_{22})(OH)_2$].

- folhas de tetraedros (filossilicatos) - Si:O = 2:5. argilominerais (caulinita, esmectita), micas (muscovita, biotita).
- estruturas tridimensionais (tectossilicatos) - Si:O = 1:2. quartzo SiO_2
- feldspatos:

a) potássicos: microclínio ($KAlSi_3O_8$), ortoclásio ($KAlSi_3O_8$).

b) plagioclásios: albita ($NaAlSi_3O_8$), anortita ($CaAl_2Si_2O_8$).

Das várias classes minerais existentes, apenas uma, a dos silicatos, é responsável pela constituição de aproximadamente 97% em volume da crosta continental. Esta, como veremos no Cap. 5, configura a parte externa da Terra em regiões continentais, com espessura de algumas dezenas de quilômetros (Tabela 2.3). Minerais das demais classes, embora menos abundantes, também são importantes pelo seu interesse econômico e científico.

Tabela 2.3 Constituição mineralógica da crosta continental.

Classe mineral	Espécie ou grupo mineral	% em vol.
Silicatos	feldspatos	58
	piroxênios e anfibólios	13
	quartzo	11
	micas, clorita, argilominerais	10
	olivina	3
	epídoto, cianita, andaluzita, sillimanita, granadas, zeólitas etc.	2
Carbonatos, Óxidos, Sulfetos, Halóides etc.		3
Total		100

2.1.4 Nomenclatura dos minerais

A nomenclatura dos minerais é hoje controlada pela Comissão de Novos Minerais e Novos Nomes de Minerais (CNMNM) da Associação Mineralógica Internacional (IMA), criada em 1959. Os nomes de novos minerais devem ter, no caso brasileiro, a terminação "ita". Em contraposição, a terminação "ito" é usada para nomes de rochas. Os minerais conhecidos desde épocas remotas e cujos nomes já têm uso consagrado podem não respeitar esta regra.

Outras recomendações para a criação de um nome para um novo mineral são:

- que o nome indique a localização geográfica de sua descoberta.
- que o nome indique uma de suas propriedades físicas.

Exemplos: tetraedrita (devido ao seu hábito tetraédrico), cianita (devido a sua cor mais comum, azul).

- que o nome indique a presença de um elemento químico predominante.

Exemplos: molibdenita, cuprita, arsenopirita, lantanita.

- que o nome homenageie uma pessoa proeminente. Exemplos: andradita (em homenagem a José Bonifácio de Andrada e Silva, 1763-1838, geólogo e patriarca da independência brasileira); arrojadita (em homenagem a Miguel Arrojado Ribeiro Lisboa, 1872-1932, geólogo brasileiro).

Quando ocorrem apenas pequenas variações químicas na composição de um mineral, utiliza-se o termo **variedade** em contraposição a "espécie mineral". Por exemplo, quando parte do zinco da espécie mineral esfalerita (ZnS) é substituído por ferro, gerando assim a fórmula $(Zn,Fe)S$, origina-se uma variedade de esfalerita enriquecida em Fe, e não uma outra espécie e, portanto, não recebe um novo nome.

2.1.5 Identificação dos minerais

Os minerais mais comuns podem, muitas vezes, ser identificados simplesmente com a observação de suas propriedades físicas e morfológicas, que são decorrentes de suas composições químicas e de suas estruturas cristalinas. Utilizamos para fins de identificação rápida de minerais as seguintes propriedades: hábito cristalino, transparência, brilho, cor, traço, dureza, fratura, clivagem, densidade relativa, geminação, propriedades elétricas e magnéticas.

Hábito cristalino

É a forma geométrica externa, habitual, exibida pelos cristais dos minerais, que reflete a sua estrutura cristalina (Fig. 2.5). É chamada simplesmente hábito do mineral e pode ser observada, sobretudo, quando o mineral cresce em condições geológicas ideais. Os hábitos mais comuns são: o laminar, o prismático (os cristais aparecem alongados como prismas), o fibroso, o acicular, o tabular (em forma de tábuas ou tijolos) e o equidimensional.

Transparência

Os minerais que não absorvem ou absorvem pouco a luz são ditos transparentes. Os que absorvem a luz consideravelmente são translúcidos e dificultam que imagens sejam reconhecidas através deles. Obviamente, estas características dependem da espessura do mineral: a maioria dos minerais translúcidos torna-se transparente quando em lâminas muito finas (Fig. 2.6). Existem, contudo, os elementos nativos metálicos, óxidos e sulfetos que absorvem totalmente a luz, independentemente da espessura. São os minerais **opacos**.

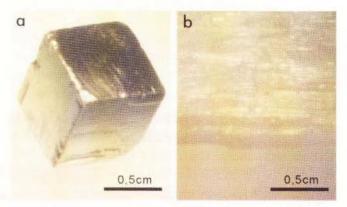



Fig. 2.5 Exemplos de hábitos cristalinos: (a) cubo de pirita (FeS_2) visto por um eixo ternário, mostrando também sua cor amarela e seu brilho metálico; (b) fibras de gipsita ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Foto: I. McReath.

Brilho

É a quantidade de luz refletida pela superfície de um mineral. Os minerais que refletem mais de 75% da luz incidente exibem **brilho** metálico (Fig. 2.7a). É o caso da maioria dos minerais opacos.

Os que não atingem esta reflexão têm brilho não-metálico. Entre os tipos de brilho não-metálico, é usual distinguir alguns característicos, como o vítreo (o brilho da fratura fresca do vidro), o gorduroso (o brilho do azeite), o sedoso etc. (Fig. 2.7b).

O brilho metálico, como o nome diz, é o brilho dos metais polidos, que todos estamos acostumados a ver em objetos de uso comum. Por causa disso, alguns esquemas sistemáticos de identificação de minerais utilizam o tipo de brilho - metálico ou não-metálico - como o primeiro critério de identificação. Entretanto, é bom lembrar que alguns minerais (a pirita, por exemplo) podem sofrer leve oxidação superficial, o que resulta na perda pelo menos parcial do brilho metálico natural.

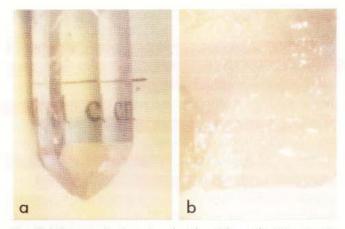



Fig. 2.6 Transparência e translucidez: (a) escala vista através do quartzo (SiO_2) transparente, variedade cristal de rocha; (b) a luz é parcialmente transmitida pelo quartzo translúcido, variedade leitosa, porém a escala embaixo da amostra, na parte inferior, não é visível. Foto: I. McReath.

Cor

A cor de um mineral resulta da absorção seletiva da luz. O simples fato de o mineral absorver mais um determinado comprimento de onda do que os outros faz com que os comprimentos de onda restantes se componham numa cor diferente da luz branca que chegou ao mineral. Os principais fatores que colaboram para a absorção seletiva são a presença de elementos químicos de transição (ferro, cobre, níquel, cromo, vanádio etc.) na composição química do mineral, os defeitos na sua estrutura atômica, e a presença de pequeníssimas inclusões de minerais, dispersas através dos cristais. Alguns minerais têm cores bastante características, sendo chamados de idiocromáticos (por exemplo, o enxofre, amarelo). Outros são alocromáticos, isto é, sua cor varia amplamente. A turmalina e o quartzo, por exemplo, ocorrem em muitas cores. Conseqüentemente, a cor do mineral nem sempre é propriedade confiável na sua identificação.

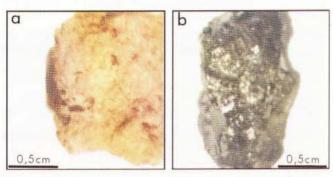



Fig. 2.7 Brilhos: a) não metálico, tipo terroso no minério bauxita (oxi-hidróxido de Al); b) metálico [galena (PbS)]. Foto: I. McReath.

Traço

O **traço** é a cor do pó do mineral. É obtida riscando o mineral contra uma placa ou um fragmento de porcelana, em geral de cor branca (Fig. 2.8). Esta propriedade só é útil como elemento identificador dos minerais opacos ou minerais ferrosos, que apresentam freqüentemente traços coloridos (vermelho, marrom, amarelo etc.). A maioria dos minerais translúcidos ou transparentes exibe traço branco. Ao provar minerais mais duros que a porcelana (aproximadamente 7 na escala de Mohs - ver a seguir), o traço resultante não é do mineral, mas sim da porcelana. A cor do pó destes minerais somente pode ser observada por moagem do mineral.

Fig. 2.8 Traço vermelho (risco de comprimento de 1 cm, aproximadamente, na parte superior sobre placa de porcelana) da hematita (Fe_2O_3), mineral de cor cinza escura e brilho metálico. Foto: I. McReath.

Dureza

A **dureza** é a resistência que o mineral apresenta ao ser riscado. Para classificá-la, utiliza-se a **escala de Mohs**, em homenagem ao mineralogista australiano F. Mohs, que a elaborou com base na dureza de minerais relativamente comuns utilizados como padrões e que varia de 1 a 10, em ordem crescente de dureza. Na falta destes, podem ser usadas algumas alternativas apresentadas na coluna à direita da Tabela 2.4. A lâmina de aço risca todos os materiais com dureza menor que 5 e, por sua vez, é riscada por todos os materiais com dureza maior que 5,5.

Tabela 2.4 Escala de Mohs e padrões secundários.

Mineral padrão	Dureza	Padrão secundário
talco	1	
gipsita	2	unha (2,5)
calcita	3	alfinete (3,5)
fluorita	4	
apatita	5	lâmina de aço (5 - 5,5)
ortoclásio	6	
quartzo	7	porcelana (~7)
topázio	8	
coríndon	9	
diamante	10	

Fig. 2.9 Fratura e clivagem: a) fratura conchoidal do quartzo; b) três clivagens perfeitas, em padrão romboedral, cujos planos se destacam pela iluminação, de brilhante a bastante escuro; cristal de calcita ($CaCO_3$), variedade de espato da Islândia. Foto: I. McReath.

Fratura

Denomina-se **fratura** a superfície irregular e curva resultante da quebra de um mineral. As superfícies de fratura, obviamente controladas pela estrutura atômica interna do mineral, podem ser irregulares ou conchoidais (são estes os tipos mais comuns de fratura) (Fig. 2.9a).

Clivagem

Muito freqüentemente, ocorrem superfícies de quebra que constituem planos de notável regularidade. Neste caso, a quebra passa a ser denominada clivagem, que pode ser perfeita, boa ou imperfeita. A maioria dos minerais, além de mostrar superfícies de fratura, apresenta uma ou mais superfícies de clivagem, nomeadas segundo sua orientação com referência a faces de sólidos geométricos (por exemplo, clivagem cúbica, clivagem romboédrica etc., Fig. 2.9b).

Densidade relativa

É o número que indica quantas vezes certo volume do mineral é mais pesado que o mesmo volume de água (a 4°C). A **densidade relativa** da maioria dos minerais formadores de rocha oscila entre 2,5 e 3,3. Alguns minerais que contêm elementos de alto peso atômico (por exemplo, Ba, Pb, Sr etc.) apresentam densidade superior a 4. Com alguma prática, pode-se avaliar manualmente, de forma qualitativa, a maior ou menor densidade do mineral ou seu agregado. No entanto, a determinação precisa deste valor é feita utilizando-se uma balança especial.

Geminação

É a propriedade de certos cristais de aparecerem intercrescidos de maneira regular. Os diferentes indivíduos de um cristal geminado relacionam-se por operações geométricas. A **geminação** pode ser simples (dois indivíduos intercrescidos) ou múltipla (polissintética). O tipo de geminação é, muitas vezes, uma propriedade diagnóstica do mineral (Fig. 2.10).

Fig. 2.10 Exemplos de geminados: (a) geminado simples em cruz da estaurolita (mineral da família dos silicatos); (b) geminação polissintética (repetida) na labradorita, da família silicática dos plagioclásios; o padrão destaca-se pela alternância de finas bandas que apresentam reflexões alternadamente mais e menos fortes; este padrão de geminação, quando visível, serve para distinguir os plagiocásios dos feldspatos alcalinos. Foto: I. McReath.

Propriedades elétricas e magnéticas

Muitos minerais são maus condutores de eletricidade. Exceções a esta regra se devem à presença de ligações atômicas totalmente metálicas, como é o caso dos metais nativos ouro, prata, e cobre, todos excelentes condutores. Nas estruturas em que as ligações atômicas são apenas parcialmente metálicas, por exemplo, sulfetos, os minerais são semicondutores. No caso dos minerais considerados não-condutores, as ligações iônicas e covalentes predominam.

Piezoeletricidade e piroeletricidade são propriedades elétricas especiais. Elas aparecem em minerais que se cristalizam em classes de simetria sem centro de simetria. Piezoeletricidade é a propriedade que um mineral tem de transformar uma pressão mecânica em carga elétrica. Se uma placa de quartzo, convenientemente cortada, for pressionada, surgirão cargas positivas e negativas extremamente regulares. Esta característica faz com que o quartzo seja muito usado pela indústria eletroeletrônica, no controle das rádio-freqüências. O Brasil tem grande importância como fornecedor de quartzo para esta finalidade. Piroeletricidade é a eletricidade originada pelo aumento de calor. Os minerais sem centro de simetria, quando aquecidos, emitem uma corrente elétrica. Os primeiros pirômetros, usados para medida de temperaturas em altos fornos, foram fabricados explorando a elevada piroeletricidade das turmalinas.

Entre os minerais mais comuns, a magnetita (Fe_3O_4) e a pirrotita ($Fe_{1-x}S$) são os únicos atraídos por um campo magnético (ímã de mão). Este "1-x" na fórmula química da pirrotita significa que a relação Fe:S é menor que 1; ficam vazias, então, algumas posições destinadas ao Fe.

A orientação dos minerais magnéticos nas rochas ígneas é importante no estudo do paleomagnetismo terrestre (Caps. 4 e 6). Sua presença é de grande valor para as explorações minerais baseadas em técnicas de sensoriamento remoto, uma vez que os minérios associados à magnetita são mais facilmente localizados, mesmo em subsuperfície, por meio de magnetômetros especiais.

2.2 Rochas: Unidades Formadoras da Crosta

2.2.1 O que são rochas?

Por definição, as rochas são produtos consolidados, resultantes da união natural de minerais. Diferente dos sedimentos, por exemplo areia de praia (um conjunto de minerais soltos), as rochas têm os seus cristais ou grãos constituintes muito bem unidos. Dependendo do processo de formação, a força de ligação dos grãos constituintes varia, resultando em rochas "duras" e rochas "brandas".

Chama-se **estrutura** da rocha o seu aspecto geral externo, que pode ser maciço, com cavidades, orientado ou não etc. A **textura** se revela por meio da observação mais detalhada do tamanho, forma e relacionamento entre os cristais ou grãos constituintes da rocha.

Outra informação importante no estudo das rochas é a determinação dos seus minerais constituintes. Na agregação mineralógica constituinte das rochas, reconhecemos os minerais **essenciais** e minerais **acessórios**. Os essenciais estão sempre presentes e são os mais abundantes numa determinada rocha, e as suas proporções determinam o nome dado à rocha. Os

acessórios podem ou não estar presentes, sem que isto modifique a classificação da rocha em questão. Quando os minerais agregados pertencerem à mesma espécie mineralógica, a rocha será considerada monominerálica. Quando forem de espécies diferentes, ela será pluriminerálica (Tabela 2.5).

Tabela 2.5 Rochas monominerálicas e pluriminerálicas.

Rochas monominerálicas	Rochas pluriminerálicas
Calcário	Gnaisse
Mármore	Gabro
Quartzito	Granito

Fig. 2.11 Detalhe de uma chapa de granito polida. As massas róseas (por exemplo, FA) são o feldspato alcalino, as brancas (por exemplo, PL), o plagioclásio. Junto ao quartzo (as massas levemente esbranquiçadas, por exemplo, QZ), os feldspatos formam os minerais essenciais que somam em torno de 80% do volume da rocha. A mica preta (biotita) e o anfibólio (hornblenda) compõem a maior parte das áreas escuras.

2.2.2 Classificação genética das rochas

Classificar as rochas significa usar critérios que permitam agrupá-las segundo características semelhantes. Uma das principais classificações é a genética, em que as rochas são agrupadas de acordo com o seu modo de formação na natureza. Sob este aspecto, as rochas se dividem em três grandes grupos:

Ígneas ou magmáticas

Estas rochas resultam do resfriamento de material rochoso fundido, chamado magma (Fig. 2.12a). Quando o resfriamento ocorrer no interior do globo terrestre, a rocha resultante será do tipo **ígnea intrusiva**. Se o magma conseguir chegar à superfície, a rocha resultante será do tipo **ígnea extrusiva**, também chamada de **vulcânica** (Fig. 2.12b). A rocha vulcânica mais abundante é o **basalto**, cuja composição química é rica em piroxênios e plagioclásio cálcico. O Cap. 16 trata especificamente dos magmas e rochas ígneas.

Para reconhecer se a rocha é intrusiva ou extrusiva é necessário avaliar sua textura. O resfriamento dos magmas intrusivos é lento, dando tempo para que os minerais em formação cresçam o suficiente para serem facilmente visíveis. Alguns cristais podem chegar a vários centímetros. O **granito** (Fig. 2.11) é a rocha ígnea intrusiva mais abundante na crosta terrestre.

O resfriamento dos magmas extrusivos é muito mais rápido. Muitas vezes, não há tempo suficiente para os cristais crescerem muito. A rocha extrusiva tende a ter, portanto, uma textura de granulação fina.

Outro fato que chama a atenção no estudo das rochas ígneas é que a sua cor é bastante variável. As rochas ígneas escuras são mais ricas em minerais contendo magnésio e ferro (daí o nome "**máfico**"). O **gabro**, de composição equivalente ao basalto, é uma rocha ígnea, intrusiva, plutônica e máfica. As rochas ígneas claras são mais ricas em minerais contendo silício e alumínio (**siálicas**), que incluem os feldspatos e o quartzo, ou sílica (daí, o nome **félsico**). O granito é uma rocha ígnea, intrusiva, plutônica, siálica e félsica. Esta diferença na constituição química dos magmas indica que existem diferentes tipos de magmas (Cap. 16).

Sedimentares

Parte das rochas **sedimentares** é formada a partir da compactação e/ou cimentação de fragmentos produzidos pela ação dos agentes de intemperismo e pedogênese (Cap. 8) sobre uma rocha preexistente (protólito) (Fig. 2.12b), e após serem transportados pela ação dos ventos, das águas que escoam pela superfície, ou pelo gelo, do ponto de origem até o ponto de deposição (Fig. 2.12c). Para que se forme uma rocha sedimentar é necessário, portanto, que exista uma rocha anterior, que pode ser ígnea, metamórfica e mes-

mo outra sedimentar, fornecendo, pelo intemperismo, **sedimentos** (partículas e/ou compostos químicos dissolvidos) que serão as matérias-primas usadas na formação da futura rocha sedimentar. Os compostos químicos dissolvidos representam a matéria-prima para os sedimentos químicos. Os sedimentos (Fig. 2.12c) sempre se depositam em camadas sobre a superfície terrestre.

Quando a rocha sedimentar é constituída por partículas (clastos) preexistentes, ela é classificada como clástica. O processo geológico que une as partículas sedimentares é conhecido como litificação ou diagênese, e compreende uma combinação entre os processos de compactação e cimentação. A litificação ocorre em condições geológicas de baixa pressão (peso dos sedimentos posteriores) e baixa temperatura (~250°C) e, por isso, as rochas clásticas não têm, salvo raras exceções, a mesma consistência dura das rochas ígneas.

As rochas sedimentares clásticas são classificadas de acordo com o tamanho de suas partículas constituintes, como veremos no Cap. 14. Elas são facilmente reconhecidas, pela seqüência de camadas horizontais com espessuras variáveis que normalmente exibem.

As rochas sedimentares químicas ou não-clásticas são formadas pela precipitação dos radicais salinos, que foram produzidos pelo intemperismo químico, e agora encontram-se dissolvidos nas águas dos rios, lagos e mares. Entre os principais ânions salinos estão os carbonatos, cloretos e sulfatos, enquanto os principais cátions são os mais solúveis, os alcalinos Na e K, e os alcalino terrosos Mg e Ca.

Os depósitos sedimentares de origem orgânica são acúmulos de matéria orgânica tais como restos de vegetais, conchas de animais, excrementos de aves etc. que, por compactação, acabam gerando, respectivamente, turfa, coquina e guano. São pseudo-rochas porque as suas partículas agregadas não são minerais.

Metamórficas

As rochas **metamórficas** (Cap. 18) resultam da transformação de uma rocha preexistente (protólito) no estado sólido. O processo geológico de transformação se dá por aumento de pressão e/ou temperatura sobre a rocha preexistente, sem que o ponto de fusão dos seus minerais seja atingido. Os geólogos não consideram transformações metamórficas aquelas que ocorrem durante os processos de intemperismo e de litificação.

O metamorfismo regional ocorre em grandes extensões da subsuperfície do globo terrestre, em conseqüência de eventos geológicos de grande porte como, por exemplo, na edificação de cadeias de montanhas. Dependendo dos valores alcançados pela variação de pressão e temperatura têm-se os metamorfismos regionais de baixo, médio e alto grau. As principais rochas metamórficas formam-se no metamorfismo regional. Muitas rochas metamórficas são reconhecidas graças a sua estrutura de **foliação**, ou seja, a orientação preferencial que os minerais placóides assumem, bem como a sua estrutura de camadas dobradas (Fig. 2.12d), devido às deformações que acompanham o metamorfismo regional (Cap. 19) . O metamorfismo local restringe-se a domínios de terreno que variam entre centímetros e dezenas de metros de extensão. Quando, no metamorfismo local, o aumento de temperatura predomina, fala-se em metamorfismo termal ou de contato. Por exemplo, as rochas regionais submetidas ao contato com uma câmara magmática podem sofrer este tipo de metamorfismo. As rochas resultantes são chamadas hornfels. No metamorfismo dinâmico predomina o aumento de pressão no fenômeno da transformação das rochas, como em zonas de falhas.

Quando a temperatura do metamorfismo ultrapassa um certo limite, determinado pela natureza química da rocha e pela pressão vigente, freqüentemente na faixa de 700-800°C, as rochas começam a se fundir, produzindo novamente um magma (Fig. 2.12e).

2.2.3 Distribuição e relações das rochas na crosta terrestre

A crosta terrestre representa a camada sólida externa do planeta. Ela está dividida em crosta continental, que corresponde às áreas continentais emersas, e crosta oceânica, que constitui os assoalhos oceânicos (Cap. 5). Tanto uma como outra são formadas por rochas. Estudos da distribuição litológica da crosta continental indicam que 95% do seu volume total correspondem a rochas cristalinas, ou seja, rochas ígneas e metamórficas e apenas 5% a rochas sedimentares. Entretanto, considerando a distribuição destas rochas em área de exposição rochosa superficial, os números se modificam para 75% de rochas sedimentares e apenas 25% de rochas cristalinas. Isto indica que as rochas sedimentares representam uma fina lâmina rochosa que se dispõe sobre as ígneas e metamórficas, consideradas principais na constituição litológica da crosta continental.

IMP.

Fig. 2.12 O ciclo das rochas

O CICLO DAS ROCHAS

O intemperismo altera as características físicas e químicas das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares quando expostas na superfície terrestre, formando um manto de intemperismo, constituído por material friável (foto b). A pedogênese é a formação do solo na parte superior do perfil.

SOLO

PEDOGÊNESE

MANTO DE INTEMPERISMO

INTEMPERISMO

ROCHA ÍGNEA

SOLIDIFICAÇÃO

No vulcanismo, o magma quente chega à superfície, onde se derrama como lava (foto a). Sua solidificação forma rocha ígnea vulcânica. Se o magma ficar preso no interior da crosta terrestre, forma rocha ígnea plutônica após sua solidificação.

MAGMA

Qualquer tipo de rocha (ígnea, metamórfica ou sedimentar) pode ser levada a ambientes geológicos de P e T ainda mais altos que o ambiente metamórfico. Neste caso, pode ocorrer a fusão parcial. No exemplo (foto e), as massas claras são compostas por feldspatos e quartzo cristalizados do magma formado pela fusão dos minerais menos refratários, enquanto as partes escuras são compostas pelos minerais mais refratários que não chegam a fundir.

As relações entre os três tipos genéticos de rochas na crosta não se dão ao acaso. Ao contrário, existe uma disposição rígida que reflete exatamente os eventos geológicos que ocorreram em determinada região. É possível, para o geólogo, descrever a história geológica da crosta, através do estudo das rochas e dos tipos de contatos que existem entre elas. As fontes de informações para este estudo são os mapas geológicos, cortes rochosos em estradas e ferrovias, perfurações de poços para obtenção de água e petróleo etc.

2.2.4 O ciclo das rochas

Imp.

As rochas terrestres não constituem massas estáticas. Elas fazem parte de um planeta cheio de energia, que promove, com sua alta temperatura e pressão interna, todos os processos de abalos sísmicos, movimentos tectônicos de placas e atividades vulcânicas em uma dinâmica muito intensa (Caps. 3 e 6). Da mesma forma, a atividade intempérica e erosiva externa, envolvendo os agentes atmosféricos como o calor do Sol, chuvas, ventos, geleiras, também atuam sobre estas rochas, causando constantes alterações (Caps. 8 a 13). Em suma, a Terra é um planeta vivo em contínua modificação.

As atuais rochas ígneas superficiais da Terra estão sofrendo o constante ataque dos agentes intempéricos – os componentes atmosféricos O_2 e CO_2, a água e os organismos – que lentamente reduzem-nas a material fragmentar, incluindo tanto os detritos sólidos da rocha original como os novos minerais formados durante o intemperismo (Fig. 2.12b). A ação de agentes de erosão e transporte - a água corrente, os ventos ou o gelo – redistribui o material fragmentar através da superfície, depositando como sedimentos (Fig. 2.12c), incoesos no início. Transformam-se em rochas sedimentares, porém, pela compactação dos fragmentos e expulsão de água intersticial e pela cimentação dos fragmentos uns aos outros. As rochas sedimentares, por sua vez, por aumento de pressão e temperatura, gerarão as rochas metamórficas (Fig. 2.12d). Ao aumentar a pressão e, especialmente, a temperatura, em determinado ponto ocorrerá a fusão parcial (Fig. 2.13e) e novamente a possibilidade de formação de uma nova rocha ígnea, dando-se início a um novo ciclo.

Esta seqüência de eventos geológicos é apenas uma das várias alternativas que a natureza tem para estabelecer um relacionamento genético entre as rochas de nossa crosta.

2.2.5 Utilidade dos minerais e rochas

Os minerais e rochas representam bens minerais de grande importância ao conforto e bem-estar da humanidade. Encontram utilizações das mais diversas formas, nas áreas da metalurgia (ferrosa e não ferrosa), da construção civil, da indústria de fertilizantes, etc. (Cap. 21).

Leituras recomendadas

DANA, J. D. *Manual de Mineralogia.* Porto Alegre: LTC, Rio de Janeiro, 1976.

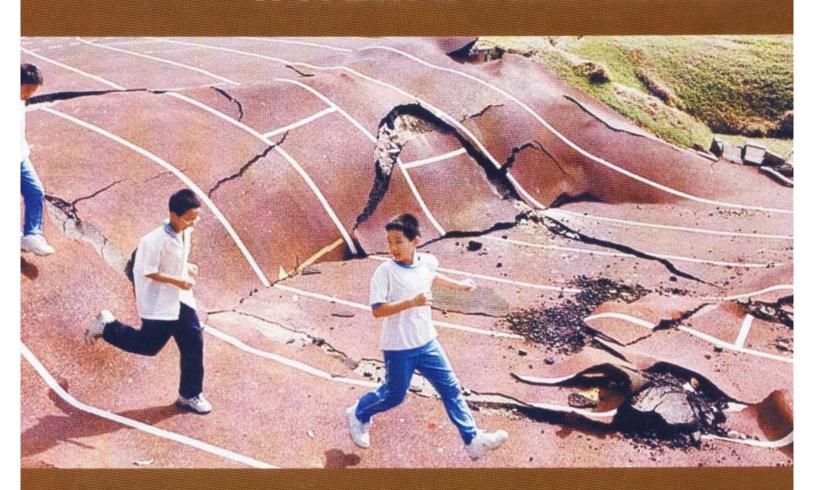
DEER, W.A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução.* Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1966.

ERNST, G.W. *Minerais e Rochas.* São Paulo: Edgard Blücher, 1971.

KLEIN, C. & HURLBUT, Jr., C.S. *Manual of Mineralogy.* New York: John Wiley & Sons, 1993.

LEINZ, V. & SOUZA CAMPOS, J. E. *Guia para determinação de minerais.* São Paulo: Nacional, 9ª ed., 1982.

3

SISMICIDADE E ESTRUTURA INTERNA DA TERRA

Marcelo Assumpção
Coriolano M. Dias Neto

Turquia, madrugada de 17 de agosto de 1999. Na cidade de Izmit, numa das regiões mais densamente povoadas do país, a população dorme tranqüila. De repente, sem nenhum aviso prévio, a terra treme violentamente, causando terror e destruição. Em menos de um minuto, está deflagrada mais uma tragédia: mais de 15.000 mortos, quase meio milhão de desabrigados, a cidade inteira praticamente arrasada e prejuízos de bilhões de dólares ao país. Em poucos segundos, a Terra faz lembrar ao ser humano que a noção de terra firme é uma ilusão: o país já havia quase esquecido a calamidade semelhante sofrida 60 anos antes. Como se não bastasse a tragédia humana para mostrar o poder das forças internas da Terra, uma ruptura de 40 km de extensão na superfície, com deslocamento lateral de vários metros, evidencia mais uma vez a evolução contínua e inevitável do nosso planeta.

Os terremotos, mais do que qualquer outro fenômeno natural, demonstram inequivocadamente o caráter dinâmico da Terra. O registro de milhares de terremotos em todo o mundo (Fig. 3.1) define e emoldura as várias placas que formam a casca rígida da Terra. Neste capítulo, estudaremos os terremotos e sua relação com a movimentação destas **placas litosféricas** (a diferença entre litosfera, a casca rígida da Terra, e crosta será explicada adiante). Veremos também como o estudo da propagação das ondas sísmicas pelo interior da Terra revela sua estrutura interna, tema que será detalhado nos próximos capítulos.

O Brasil era considerado assísmico até pouco tempo atrás, por não se conhecerem registros de sismos destrutivos, e os poucos abalos sentidos eram interpretados como "simples acomodação de camadas". Estudos sismológicos a partir da década de 70 mostraram que a atividade sísmica no Brasil, apesar de baixa, não pode ser desprezada e é resultado de forças geológicas que atuam em toda a placa que contém o continente sul-americano. Veremos também que um dos aspectos importantes da sismicidade no Brasil é que parte dela é causada pela implantação de novos reservatórios hidroelétricos (chamada sismicidade induzida).

3.1 O que É o Terremoto?

Com o lento movimento das placas litosféricas, da ordem de alguns centímetros por ano, tensões vão se acumulando em vários pontos, principalmente perto de suas bordas. As tensões acumuladas podem ser compressivas ou distensivas, dependendo da direção de movimentação relativa entre as placas, como veremos adiante. Quando essas tensões atingem o limite de resistência das rochas, ocorre uma ruptura (Fig. 3.2); o movimento repentino en-

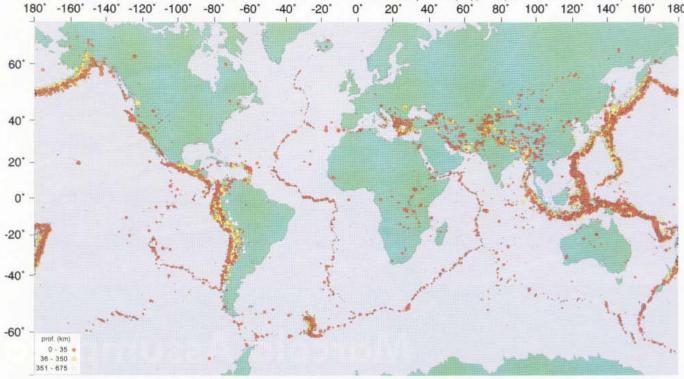



Fig. 3.1 Sismicidade Mundial. Mapa de epicentros do período 1964 a 1995 de sismos com magnitude≥ 5,0. **Fonte:** U.S. Geological Survey.

Efeitos de um terremoto ocorrido em Taiwan, em 1999. Foto: Reuters.

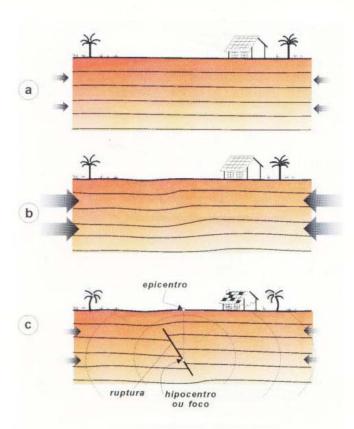



Fig. 3.2 Geração de um sismo por acúmulo e liberação de esforços em uma ruptura. A crosta terrestre está sujeita a tensões (a) compressivas neste exemplo, que se acumulam lentamente, deformando as rochas (b); quando o limite de resistência das rochas é atingido, ocorre uma ruptura com um deslocamento abrupto, gerando vibrações que se propagam em todas as direções (c). Geralmente, o deslocamento (ruptura) se dá em apenas uma parte de uma fratura maior pré-existente (falha geológica). O ponto inicial da ruptura é chamado hipocentro ou foco do tremor, e sua projeção na superfície é o epicentro. Nem todas as rupturas atingem a superfície.

tre os blocos de cada lado da ruptura geram vibrações que se propagam em todas as direções. O plano de ruptura forma o que se chama de **falha geológica**. Os terremotos podem ocorrer no contato entre duas placas litosféricas (caso mais freqüente) ou no interior de uma delas, como indicado no exemplo da Fig. 3.2, sem que a ruptura atinja a superfície. O ponto onde se inicia a ruptura e a liberação das tensões acumuladas é chamado de **hipocentro** ou **foco**. Sua projeção na superfície é o **epicentro**, e a distância do foco à superfície é a **profundidade focal**.

Embora a palavra "terremoto" seja utilizada mais para os grandes eventos destrutivos, enquanto os menores geralmente são chamados de abalos ou tremores de terra, todos são resultado do mesmo processo geológico de acúmulo lento e liberação rápida de tensões. A diferença principal entre os grandes terremotos e os pequenos tremores é o tamanho da área de ruptura, o que determina a intensidade das vibrações emitidas.

3.1.1 Ondas sísmicas

Quando ocorre uma ruptura na litosfera, são geradas vibrações sísmicas que se propagam em todas as direções na forma de ondas. O mesmo ocorre, por exemplo, com uma detonação de explosivos numa pedreira, cujas vibrações, tanto no terreno como sonoras, podem ser sentidas a grandes distâncias. São estas "ondas sísmicas" que causam danos perto do epicentro e podem ser registradas por sismógrafos em todo o mundo.

Em 23 de janeiro de 1997, ocorreu um terremoto na fronteira Argentina/Bolívia (Fig. 3.3a), com profundidade focal de 280 km e magnitude de 6,4. As ondas deste sismo tiveram amplitudes suficientes para serem sentidas na cidade de São Paulo, nos

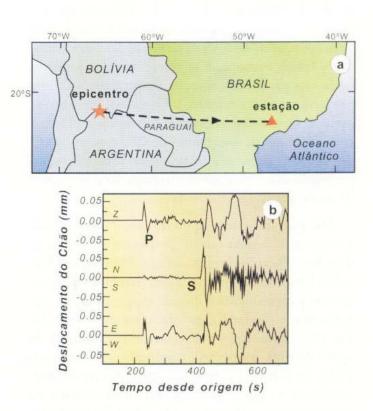



Fig. 3.3 Argentina abala São Paulo. a) Registro na estação sismográfica de Valinhos, SP, de um sismo ocorrido na fronteira Argentina/ Bolívia (23.01.1997) com magnitude 6,4. b) O movimento do chão é descrito pelos três componentes: Z (vertical, positivo para cima), NS (positivo para o Norte) e EW (positivo para o Leste). As ondas P e S chegam 230s e 410s, respectivamente, após a ocorrência do terremoto.

andares superiores de prédios altos (na verdade, as ondas sísmicas fizeram alguns prédios entrar em ressonância: os andares mais altos oscilam com maior amplitude!). A Fig. 3.3b mostra os sismogramas (um para cada componente do movimento do chão: vertical, NS e EW) registrados naquela ocasião pela estação sismográfica de Valinhos, a 70 km de São Paulo. A ruptura que causou o terremoto foi muito rápida e durou cerca de 5 s apenas. No entanto, foram geradas ondas sísmicas que passaram pela estação, a 1.930 km de distância, durante mais de 20 minutos. Isto ocorre porque há vários tipos de ondas sísmicas com velocidades de propagação diferentes e que percorrem trajetórias distintas.

3.1.2 Como vibra o chão?

Na Fig. 3.3 a primeira movimentação do chão (chegando 230s após a ocorrência do terremoto) é um deslocamento de 0,03mm para cima e para Leste. Nesta primeira onda, quase não há vibração na direção NS. Como as ondas estavam se propagando de Oeste para Leste (do epicentro para a estação) e chegaram na estação vindo de baixo para cima (porque as ondas são transmitidas pelo interior da Terra), vemos que as vibrações nesta primeira onda são paralelas à direção de propagação. Esta primeira onda é, portanto, longitudinal e chama-se onda P. Quase 200 segundos depois da onda P, o chão sofre um deslocamento de 0,07 mm no sentido Norte. Esta segunda onda tem vibração perpendicular à direção de propagação e é chamada onda transversal ou onda S.

Há, portanto, dois tipos de vibrações sísmicas em um meio sólido que se propagam em todas as direções: vibrações longitudinais e transversais. Nas ondas longitudinais (ondas P), as partículas do meio vibram paralelamente à direção de propagação; nas transversais (ondas S), as vibrações das partículas são perpendiculares à direção de propagação da onda. As Figs. 3.4a e 3.4b mostram como um meio sólido se deforma com a passagem das ondas longitudinais e transversais. Numa onda sísmica há transmissão não apenas de vibrações das partículas do meio, mas também de deformações do meio: as ondas P correspondem a deformações de dilatação/compressão, e as ondas S correspondem a deformações tangenciais (também chamadas de cisalhamento). A velocidade de propagação da onda P é maior que a da **S**. Por isso, a onda P é a primeira

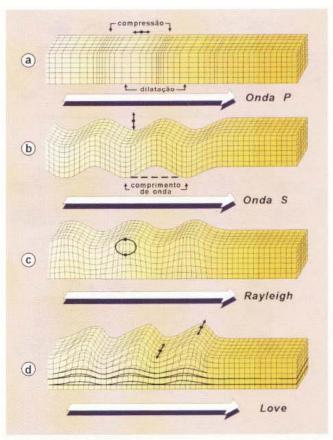



Fig. 3.4 Os dois modos principais de propagação das vibrações sísmicas são a onda P (a), longitudinal (vibração paralela à direção de propagação), e a onda S (b), transversal (vibração perpendicular à direção de propagação). Junto à superfície da Terra, propagam-se também as ondas superficiais: onda Rayleigh (c), que é uma combinação de ondas P e S onde cada partícula oscila num movimento elíptico, e ondas Love, com oscilação horizontal transversal. Nas ondas de superfície, as amplitudes diminuem com a profundidade. Note que, na passagem das ondas sísmicas, o meio se deforma elasticamente.

a chegar e a S é a segunda (daí o nome de P e S). O som que se propaga no ar também é uma onda P, da mesma forma que as vibrações em um meio líquido. As ondas S não se propagam em meios líquidos e gasosos, apenas nos sólidos.

As velocidades de propagação das ondas P e S dependem essencialmente do meio por onde elas passam, como mostrado na Fig. 3.5. Em geral, quanto maior a densidade de uma rocha, maior a velocidade das ondas sísmicas. É justamente esta propriedade que permite utilizar as ondas sísmicas para obter informações sobre a estrutura e a composição em grandes profundidades. Por exemplo, analisando-se as vibrações provocadas por explosões artificiais controladas em uma bacia sedimentar, podemos deduzir as velocidades sísmicas nas várias

camadas sedimentares da bacia e obter informações sobre eventuais estruturas geológicas importantes. Assim, o método sísmico é de grande importância prática, por exemplo, na exploração de petróleo e na busca de água subterrânea. Em uma escala global, os registros dos terremotos em uma rede de estações sismográficas permitem também conhecer as velocidades sísmicas no interior da Terra e estudar a estrutura, a composição e a evolução atual do nosso planeta.

As vibrações P e S são chamadas ondas internas por se propagarem em todas as direções a partir de uma perturbação dentro de um meio. Além das ondas internas P e S, há uma maneira especial de propagação de vibrações junto à superfície da Terra: são as ondas superficiais, que podem ser de dois tipos, Love e Rayleigh. As ondas superficiais Love correspondem a superposições de ondas S com vibrações horizontais concentradas nas camadas mais externas da Terra. A onda superficial Rayleigh é uma combinação de vibrações P e S contidas no plano vertical (Figs. 3.4c e 3.4d). No sismograma da Fig. 3.6, podemos observar que as ondas superficiais aparecem como um trem de ondas de maior duração e com períodos diferentes. Uma característica das ondas superficiais é que a velocidade de propagação depende também do período da oscilação (no exemplo, vê-se que as oscilações de maior período estão chegando primeiro). As ondas Love, em geral, têm velocidade de propagação maior do que as ondas Rayleigh.

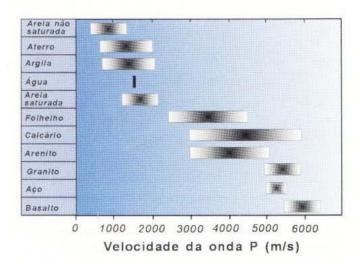



Fig. 3.5 Exemplos de intervalos de velocidades da onda P para alguns materiais e rochas mais comuns.

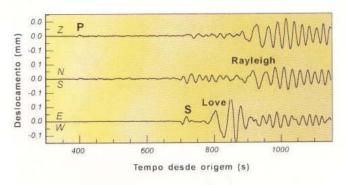



Fig. 3.6 Sismo das Ilhas Sandwich (Atlântico Sul) em 27-09-1993, registrado numa estação perto de Poços de Caldas, MG (Brasil), a 3.570 km de distância. No trem de ondas superficiais Rayleigh (componentes Z e NS) e no trem das ondas Love (componente EW), as oscilações com períodos maiores chegam antes por terem velocidades de propagação maiores.

3.2 Estrutura Interna da Terra

Não é possível ter acesso direto às partes mais profundas da Terra devido às limitações tecnológicas de enfrentar as altas pressões e temperaturas. O furo de sondagem mais profundo feito até hoje (em Kola, Rússia) atingiu apenas 12 km, uma fração insignificante comparada ao raio da Terra de 6.370 km. Assim, a estrutura interna do planeta só pode ser estudada de maneira indireta. A análise das ondas sísmicas, registradas na superfície, permite deduzir várias características das partes internas da Terra atravessadas pelas ondas. Alguns aspectos básicos de propagação de ondas sísmicas serão abordados agora, mostrando como as principais camadas da Terra são estudadas.

3.2.1 Lei de Snell e curvas tempo-distância

Como qualquer outro fenômeno ondulatório (por exemplo, a luz), a direção de propagação das ondas sísmicas muda (refrata) ao passar de um meio com velocidade V_1 para outro com velocidade diferente V_2. As ondas sísmicas sofrem refração e reflexão e também obedecem à lei de Snell (Fig. 3.7). Numa interface separando dois meios diferentes, há também conversão de onda P para S e de onda S para P. Por exemplo, a Fig. 3.7c mostra uma onda P incidente, cuja energia é repartida entre P e S refletidas e P e S refratadas. A lei de Snell, neste caso, se aplica a cada tipo de raio.

Quando o meio é constituído de várias camadas horizontais, a lei de Snell define a variação da direção do raio sísmico, como mostrado na Fig. 3.8.

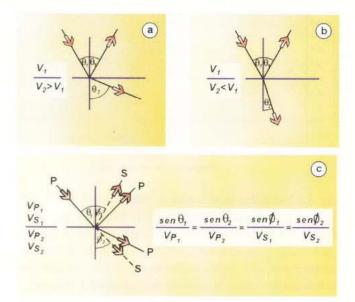



Fig. 3.7 Lei de Snell que rege a reflexão e refração das ondas. Quando a onda passa de um meio de menor velocidade para outro de maior velocidade, o raio da onda se afasta da normal à interface (a). Quando a onda passa para um meio com velocidade menor, ela se aproxima da normal à interface (b). No caso das ondas sísmicas, parte da energia da onda incidente P (ou S) pode se transformar em ondas S (ou P), sempre obedecendo à lei de Snell (c).

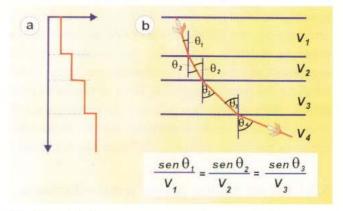



Fig. 3.8 Lei de Snell numa sucessão de camadas horizontais.

No caso em que a velocidade aumenta gradualmente com a profundidade, equivalente a uma sucessão de infinitas camadas extremamente finas (Fig. 3.9a), as ondas percorrem uma trajetória curva (Fig. 3.9c) e o gráfico dos tempos de percurso em função da distância será uma curva, como na Fig. 3.9b.

Imaginemos agora que haja uma descontinuidade no interior da Terra separando dois meios diferentes (Fig. 3.10a), sendo que o material imediatamente abaixo da descontinuidade tem velocidade menor à do material acima. Quando as ondas passam do meio com velocidade maior para o meio com velocidade menor (ponto P na Fig. 3.10c), pela lei de Snell, a trajetória da onda se aproxima da normal à interface (como visto na Fig. 3.7b). Isto faz o raio sísmico C se afastar muito do raio sísmico B, criando uma interrupção na curva tempo-distância (Fig. 3.10b), também chamada "zona de sombra" na superfície. As ondas que penetram na camada mais profunda formam um ramo mais atrasado com relação ao ramo mais raso (Fig. 3.10b). O núcleo da Terra foi descoberto pela sua zona de sombra, como se verá adiante.

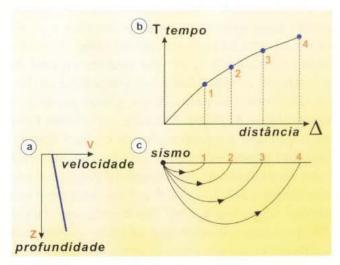



Fig. 3.9 Quando a velocidade aumenta linearmente com a profundidade (a), os tempos de percurso formam uma curva (b), e as trajetórias dos raios sísmicos são arcos de circunferência (c).

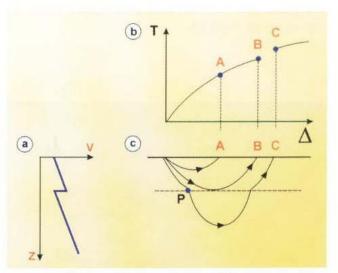



Fig. 3.10 Quando a estrutura de velocidades apresenta uma diminuição abrupta na velocidade numa certa descontinuidade (a), as curvas de tempo de percurso terão uma interrupção (b). A onda correspondente ao raio "C", ao atingir a descontinuidade (c) sofrerá uma refração (aproximando-se da normal à interface, como na Fig. 3.7b) que a afastará bastante do raio "B", criando uma "zona de sombra" na superfície.

3.2.2 As principais camadas da Terra

A análise de milhares de terremotos durante muitas décadas permitiu construir as curvas tempo-distância de todas as ondas refratadas e refletidas no interior da Terra (Figs. 3.11 e 3.12) e deduzir a sua estrutura principal: crosta, manto, núcleo externo e núcleo interno (Fig. 3.13), assim como as propriedades de cada uma destas camadas principais.

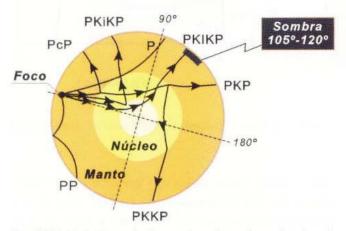



Fig. 3.11 Trajetórias de alguns tipos de onda no interior da Terra. O trecho do percurso da onda P no núcleo externo é denominado "K". Assim, a onda PKP é a aquela que atravessa o manto como onda P, depois o núcleo externo e volta pelo manto como onda P novamente. O percurso no núcleo interno é chamado "I" para onda P. Letras minúsculas designam reflexões: "c" é reflexão do núcleo externo e "i" do núcleo interno.

A primeira camada superficial é a **crosta**, com espessura variando de 25 a 50 km nos continentes e de 5 a 10km nos oceanos. Na Fig. 3.11, a crosta não aparece por ter uma espessura comparável à espessura da linha que representa a superfície da Terra. As velocidades das ondas P variam entre 5,5 km/s na crosta superior e 7 km/s na crosta inferior.

A curvatura da primeira onda P (Fig. 3.12) indica que as velocidades de propagação abaixo da crosta aumentam até a profundidade de 2.950km. Nesta região, chamada de **manto**, as velocidades da onda P vão de 8,0 km/s, logo abaixo da crosta, a 13,5 km/s (Fig. 3.13a). Nas curvas tempo-distância (Fig. 3.12), a interrupção da onda P à distância de 105° e o atraso do ramo PKP entre 120° e 180°, com relação à tendência do ramo das ondas P, caracterizam uma "zona de sombra" e indicam que as ondas PKP atravessaram uma região de velocidade menor abaixo do manto. Esta região, a profundidades maiores de 2.950km, é o **núcleo** da Terra (Fig. 3.13a). Dentro do núcleo, existe um "caroço" central (**núcleo interno**), com velocidades um pouco maiores do que o

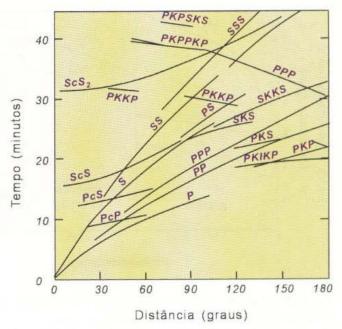



Fig. 3.12 Tempo de percurso das principais trajetórias pelo interior da Terra. A distância é medida pelo ângulo subtendido no centro da Terra. SKS, por exemplo, é a onda S pelo manto que se transforma em P durante a passagem pelo núcleo externo (percurso "K") e se transforma em S novamente ao voltar ao manto.

núcleo externo. No núcleo externo, não há propagação de ondas S, o que mostra que ele deve estar em estado líquido, razão pela qual a velocidade da onda P é bem menor do que as do manto sólido. Por outro lado, a densidade do núcleo é muito maior do que a do manto (conforme deduzida de outras considerações geofísicas, como a massa total da Terra e seu momento de inércia). Estas características de velocidades sísmicas baixas e densidades altas indicam que o núcleo é composto predominantemente de Ferro.

3.2.3 Litosfera e crosta

A grande diferença entre as velocidades sísmicas da crosta e do manto (Fig. 3.13b) indica uma mudança de composição química das rochas. A descontinuidade crosta/manto é chamada de Moho (em homenagem a Mohorovicic, que a descobriu em 1910). Abaixo da crosta, estudos mais detalhados em muitas regiões mostram que há uma ligeira diminuição nas velocidades sísmicas do manto ao redor de 100km de profundidade, especialmente sob os oceanos. A composição química das rochas do manto varia relativamente pouco comparada com a da crosta. Esta "zona de baixa velocidade" abaixo dos 100km é causada pelo fato de uma pequena fração das rochas estarem fundidas (fusão parcial), diminuindo bastante

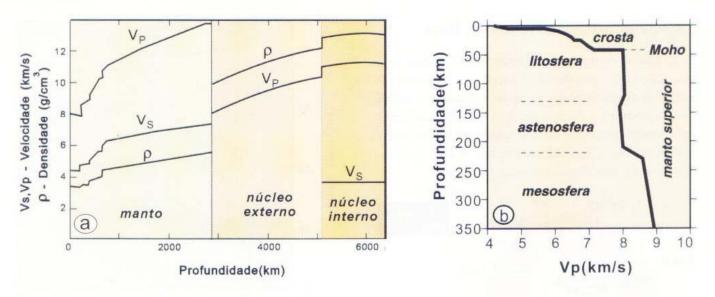



Fig. 3.13 a) Perfil de velocidades sísmicas (Vp e Vs) e densidade (ρ) no interior da Terra. b) Exemplo de perfil de velocidade da onda P na crosta e manto superior, numa região continental.

a rigidez do material nesta profundidade. Desta maneira, a crosta, junto com uma parte do manto acima da zona de baixa velocidade, forma uma camada mais dura e rígida, chamada **litosfera**. Nesta zona de baixa velocidade, chamada **astenosfera**, as rochas são mais maleáveis (plásticas). Enquanto a Moho é uma descontinuidade abrupta indicando mudança de composição, o limite litosfera/astenosfera é mais gradual e indica mudança de propriedades físicas: aumento de temperatura, fusão parcial e grande diminuição da viscosidade. A verdadeira "casca" da Terra, portanto, é a litosfera. As placas tectônicas (ou litosféricas) são pedaços de litosfera que se movimentam sobre a astenosfera.

3.3 Medindo os Terremotos

3.3.1 Intensidade
Classificando os efeitos do terremoto

A Intensidade Sísmica é uma **classificação dos efeitos** que as ondas sísmicas provocam em determinado lugar. Não é uma medida direta feita com instrumentos, mas simplesmente uma maneira de descrever os efeitos em pessoas (como as pessoas sentiram) em objetos e construções (barulho e queda de objetos, trincas ou rachaduras em casas, etc.) e na natureza (movimento de água, escorregamentos, liquefação de solos arenosos, mudanças na topografia, etc.). A Tabela 3.1 mostra uma descrição da Escala Mercalli Modificada (MM), a mais usada atualmente, juntamente com valores aproximados das acelerações do movimento do solo. Cada grau da escala MM corresponde aproximadamente ao dobro da aceleração do grau anterior. Naturalmente, quanto maior a distância do epicentro, a intensidade tende a ser menor. A Fig. 3.14 mostra um exemplo de mapa de intensidades (dito mapa " macrossísmico") do sismo de Mogi-Guaçu, SP, de 1922, sentido até mais de 300km de distância. Na região epicentral, a intensidade atingiu o grau VI MM, provocando rachaduras em várias casas e despertando muitas pessoas em pânico. As isolinhas de intensidade (linhas que cercam intensidades iguais) são chamadas **isossistas**.

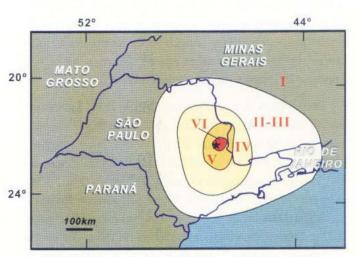



Fig. 3.14 Intensidades do sismo de 27.01.1922, com epicentro na região de Mogi-Guaçu, SP. Os números são intensidades "Mercalli Modificada". As maiores intensidades foram VI. O epicentro (estrela) foi estimado com base na distribuição das intensidades e em dados da estação sismográfica do Observatório Nacional no Rio de Janeiro.

Como a intensidade é apenas uma classificação, e não uma medida, ela está sujeita a muitas incertezas. As informações de como as pessoas sentiram o tremor é sempre subjetiva. A própria escala tem uma natureza qualitativa quando se refere, por exemplo, a "poucas pessoas", "muitas pessoas", etc. A maior utilidade da escala de intensidades é no estudo de sismos "históricos", i.e., sismos ocorridos antes da existência de estações sismográficas.

Tabela 3.1 Escala de Intensidade Mercalli Modificada (abreviada).

Grau	Descrição dos Efeitos	Aceleração (g)
I	Não sentido. Leves efeitos de período longo de terremotos grandes e distantes.	
II	Sentido por poucas pessoas paradas, em andares superiores ou locais favoráveis.	<0,003
III	Sentido dentro de casa. Alguns objetos pendurados oscilam. Vibração parecida à da passagem de um caminhão leve. Duração estimada. Pode não ser reconhecido como um abalo sísmico.	0,004 – 0,008
IV	Objetos suspensos oscilam. Vibração parecida à da passagem de um caminhão pesado. Janelas, louças, portas fazem barulho. Paredes e estruturas de madeira rangem.	0,008 – 0,015
V	Sentido fora de casa; direção estimada. Pessoas acordam. Líquido em recipiente é perturbado. Objetos pequenos e instáveis são deslocados. Portas oscilam, fecham, abrem.	0,015 – 0,04
VI	Sentido por todos. Muitos se assustam e saem às ruas. Pessoas andam sem firmeza Janelas, louças quebradas. Objetos e livros caem de prateleiras. Reboco fraco e construção de má qualidade racham.	0,04 – 0,08
VII	Difícil manter-se em pé. Objetos suspensos vibram. Móveis quebram. Danos em construção de má qualidade, algumas trincas em construção normal. Queda de reboco, ladrilhos ou tijolos mal assentados, telhas. Ondas em piscinas. Pequenos escorregamentos de barrancos arenosos.	0,08 – 0,15
VIII	Danos em construções normais com colapso parcial. Algum dano em construções reforçadas. Queda de estuque e alguns muros de alvenaria. Queda de chaminés, monumentos, torres e caixas d´água. Galhos quebram-se das árvores. Trincas no chão.	0,15 – 0,30
IX	Pânico geral. Construções comuns bastante danificadas, às vezes colapso total. Danos em construções reforçadas. Tubulação subterrânea quebrada. Rachaduras visíveis no solo.	0,30 – 0,60
X	Maioria das construções destruídas até nas fundações. Danos sérios a barragens e diques. Grandes escorregamentos de terra. Água jogada nas margens de rios e canais. Trilhos levemente entortados.	0,60 – 1,0
XI	Trilhos bastante entortados. Tubulações subterrâneas completamente destruídas.	~1 - 2
XII	Destruição quase total. Grandes blocos de rocha deslocados. Linhas de visada e níveis alterados. Objetos atirados ao ar.	~2

3.3.2 Magnitude
Medindo a "força" do terremoto

Em 1935, para comparar os **tamanhos relativos** dos sismos, Charles F. Richter, sismólogo americano, formulou uma **escala de magnitude** baseada na amplitude dos registros das estações sismográficas. O princípio básico da escala é que as magnitudes sejam expressas na escala logarítmica, de maneira que cada ponto na escala corresponda a um fator de 10 vezes nas amplitudes das vibrações. Existem várias fórmulas diferentes para se calcular a magnitude Richter, dependendo do tipo da onda sísmica medida no sismograma. Uma das fórmulas mais utilizadas para terremotos registrados a grandes distâncias é da magnitude M_S:

$$M_S = \log(A/T) + 1{,}66 \log(\Delta) + 3{,}3$$

onde:

A = amplitude da onda superficial Rayleigh (μm) registrada entre 20° e 100° de distância;

T = período da onda superficial (deve estar entre 18 e 22 s).

Δ= distância epicentral, em graus; é o ângulo no centro da Terra entre o epicentro e a estação (1° = 111km).

A escala M_S só é aplicada para sismos com profundidades menores de ~50km. Sismos mais profundos geram relativamente poucas ondas superficiais e sua magnitude ficaria subestimada. Nestes casos, são usadas outras fórmulas para a onda P.

Para sismos pequenos e moderados no Brasil não se pode utilizar a escala M_S (pois dificilmente são registrados a mais de 20° de distância (2.220km), e as ondas superficias têm períodos menores de 20 s). Nestes casos, usa-se uma escala de magnitude regional, m_R, elaborada para as condições de atenuação das ondas sísmicas na litosfera brasileira, e válida entre 200 e 1.500 km de distância:

$$m_R = \log V + 2{,}3 \log R - 2{,}48$$

onde V = velocidade de partícula da onda P, em μm/s ($V=2\pi A/T$), e R é a distância epicentral (km).

Da maneira como foi definida, a magnitude Richter não tem um limite inferior nem superior. Tremores muito pequenos (microtremores) podem ter magnitude negativa. O limite superior depende apenas da própria natureza. Tremores pequenos, sentidos num raio de poucos quilômetros e sem causar danos, têm magnitude da ordem de 3. Sismos moderados, que podem causar algum dano (dependendo da profundidade do foco e do tipo de terreno na região epicentral) têm magnitudes na faixa de 5 a 6. Os terremotos com grande poder de destruição têm magnitudes acima de 7. As maiores magnitudes já registradas neste século chegaram a M_S=8,5 (terremotos nos Himalaias em 1920 e 1950, e no Chile em 1960).

A Tabela 3.2 mostra a relação entre magnitude (M_S), amplitude máxima do movimento do chão (A) a 50 km de distância, tamanho da fratura (L), deslocamento médio na fratura (D) e energia.

É importante ressaltar que cada ponto na escala de magnitude corresponde a uma diferença da ordem de 30 vezes na energia liberada. Para se ter uma idéia do que seja um terremoto de magnitude 9, imagine uma rachadura cortando toda a crosta entre Rio e São Paulo e cada bloco se movimentando 10 metros, lateralmente, um em relação ao outro.

Tabela 3.2 Energia relacionada à magnitude dos terremotos

Ms	A amplitude a 50 km	L (km) comprimento da ruptura	D Deslocamento na falha	Energia (J)	tempo p/ Itaipu gerar a energia (12.000 MW)
9	1 m	400	10 m	$1{,}6 \times 10^{18}$	4,5 anos
7	1 cm	30	1 m	$2{,}1 \times 10^{15}$	2 dias
5	0,1 mm	5	1 cm	$2{,}8 \times 10^{12}$	4 min
3	0,1 mm	1	1 mm	$3{,}6 \times 10^{9}$	0,3 s

Tabela 3.3 Alguns terremotos importantes do mundo

Data ano	mês	dia	Local	Magnitudes M_S	M_w	Mortos	Observações
1531	01	26	Portugal, Lisboa			30.000	
1556	01	23	China, Shensi			830.000	Maior mortalidade da história.
1737	10	11	Índia, Calcutá			300.000	
1755	11	01	Portugal, Lisboa	8,7		70.000	Tsunami devastador; maior terremoto em crosta oceânica.
1811	12	16	E.U.A., Missouri, Nova Madrid	8,5	8,1		Dois maiores terremotos intraplaca, intensidade X MM.
1812	02	07	E.U.A., Missouri, Nova Madrid	8,8	8,0		Intraplaca, intensidade XI MM.
1868	08	16	Equador e Colômbia			70.000	
1886	09	01	USA, Carolina do Sul	7,7	7,3	60	Intraplaca, margem Atlântica.
1906	04	18	Califórnia, S. Francisco	7,8	7,9	700	Grande incêndio; falha de San Andreas.
1908	12	28	Itália, Messina	~7		120.000	
1920	12	16	China e Tibet	8,5	8,3	180.000	
1922	11	11	Chile central	8,2	8,7		
1923	09	01	Japão, Kwanto	8,2	8,5	143.000	Grande incêndio de Tóquio.
1929	11	18	Costa do Canadá	7,1	6,5		Margem passiva do Atlântico; deslizamento de talude continental destruindo cabos submarinos. X MM.
1950	08	15	Índia e Tibet	8,6	8,6	1.500	Um dos maiores no Himalaia.
1960	05	22	Sul do Chile	8,5	9,7	5.700	Maior terremoto do século XX.
1964	03	28	Alaska	8,4	9,2	131	Segundo maior terremoto.
1970	05	31	Peru	7,6	7,9	66.000	Grande avalanche.
1975	02	04	China, Liaoning	7,2	6,9	poucos	Único grande terremoto previsto com sucesso.
1976	07	27	China, Tangsham	7,8	7,4	250.000	Não foi possível prever.
1988	12	07	Armênia, Spitak	7,0	6,7	25.000	Placas Arábia/Eurásia.
1990	06	20	Norte do Irã	7,7	7,3	40.000	
1992	06	28	Califórnia, Landers	7,5	7,3	1	Ruptura na superfície, mais de 70km.
1993	09	29	Índia central, Killari	6,4	6,1	10.000	Região intraplaca; falha nova gerada pelo sismo.
1995	01	16	Japão, Kobe	6,9	6,9	5.400	100.000 prédios destruídos.
1999	08	17	Turquia	7,8	7,5	15.000	Falha de Anatolia do Norte.

3.3.3 A nova escala de magnitude Mw

A escala de magnitude Richter, por definição, não tem unidade e apenas compara os terremotos entre si. Atualmente, os sismólogos usam uma nova escala de magnitude que melhor reflete os tamanhos absolutos dos terremotos, baseada nos processos físicos que ocorrem durante a ruptura. Esta magnitude é baseada no "momento sísmico" Mo:

Mo = μ D S (unidade de N.m)

onde μ = módulo de rigidez da rocha que se rompeu; D = deslocamento médio na falha; e S = área total da superfície de ruptura.

$$M_w = \frac{2}{3}\log M_0 - 6.0$$

Nesta nova escala, o maior terremoto já registrado ocorreu em 1960 no sul do Chile com uma ruptura de mais de 1.000km de comprimento dando uma magnitude de 9,7 M_W .

3.4 Sismicidade Mundial

A atividade sísmica mundial, através das concentrações dos epicentros mostrada na Fig. 3.1, delimita áreas da superfície terrestre como se fossem as peças de um "quebra-cabeça global". A distribuição dos sismos é uma das melhores evidências dos limites destas "peças" chamadas **placas tectônicas** (Cap.6). Cerca de 75% da energia liberada com terremotos ocorre ao longo das estruturas marginais do Oceano Pacífico, caracterizando o "Cinturão Circum-Pacífico" ou "Cinturão de Fogo do Pacífico", em alusão à presença de vulcões coincidentes com os sismos (ver Cap. 17).

Padrão em Linha - onde os epicentros se organizam, na escala global, ao longo de um fino traço, no fundo dos oceanos seguindo o eixo das dorsais oceânicas que são cordilheiras submarinas marcando o local onde placas oceânicas são criadas e se afastam umas das outras, como por exemplo no Oceano Atlântico e no Índico. Este padrão se relaciona, portanto, aos limites de placas oceânicas, com regime de esforços tracionais. Os sismos associados a estas estruturas são bastante rasos, com profundidades focais de poucos quilômetros.

Padrão em Faixa - a distribuição dos sismos ao longo de faixas caracteriza o Cinturão Circum-Pacífico, assim como a atividade sísmica na Europa e Ásia. Este padrão sísmico se associa a regimes compressionais, em especial a limites convergentes de placas. Os sismos nestas faixas são principalmente rasos (profundidade focal menor que ~50km), mas podem atingir profundidades de até 670 km (Fig. 3.1).

Nestas faixas, como por exemplo na margem oeste do Oceano Pacífico (Fig. 3.1) e na costa ocidental da América do Sul (Fig. 3.15), pode-se notar que as profundidades dos sismos aumentam em direção ao continente. Quando observados em perfis transversais às faixas, os sismos se alinham em uma zona inclinada, geralmente com 30° a 60° de inclinação, conhecida como ***Zona de Benioff*** (Fig. 3.15). Esta distribuição dos sismos em profundidade revela uma placa oceânica mergulhando em direção ao manto, sob outra placa. Estas faixas sísmicas mais largas, incluindo sismos profundos, marcam regiões da Terra de convergência de placas litosféricas. Nestas áreas, os sismos rasos (até ~50 km aproximadamente) são causados por esforços compressivos horizontais. Os grandes terremotos, com magnitudes acima de ~7, acontecem geralmente nestas zonas, exatamente no contato entre as duas placas.

Os sismos intermediários e profundos ocorrem, preferencialmente, ao longo do Cinturão Circum-Pacífico. Entretanto, na margem oeste da América do Norte, eles não estão presentes. Neste setor, são registrados apenas sismos rasos, a maioria associada à Falha de San Andreas, limite entre a placa norte-americana e a placa do Pacífico, as quais se movimentam lateralmente. Este tipo de limite entre placas é chamado transformante (Cap. 6).

A quase totalidade da atividade sísmica mundial ocorre associada aos limites das placas, delineando-as e possibilitando caracterizar o movimento relativo entre as placas. Trata-se da ***sismicidade interplacas***, a respeito da qual nos referimos até aqui.

3.4.1 Sismicidade intraplaca

No interior das placas, também ocorrem sismos, chamados "sismos intraplaca", em decorrência das tensões geradas nas bordas das placas transmitirem-se por todo o seu interior. Estes sismos são rasos, com até 30-40 km de profundidade. Esta "sismicidade intraplaca" é relativamente pequena, com sismos de magnitudes baixas a moderadas, quando comparadas à sismicidade nas bordas das placas. Entretanto, há registros de sismos altamente destrutivos no interior das placas (como o de Nova Madrid, Missouri, Estados Unidos, Tabela 3.4), indicando que, apesar de remota, a possibilidade de ocorrência de um grande terremoto intraplaca não é nula.

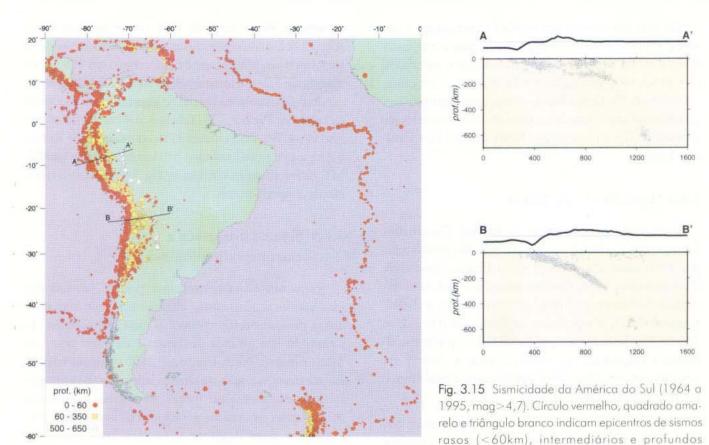



Fig. 3.15 Sismicidade da América do Sul (1964 a 1995, mag>4,7). Círculo vermelho, quadrado amarelo e triângulo branco indicam epicentros de sismos rasos (<60km), intermediários e profundos (>350km). Nos perfis AA' e BB', mostram-se a topografia (linha grossa) e a projeção dos hipocentros (pontos) dos sismos até 300 km de cada lado do perfil. Na região do Peru (perfil AA'), os hipocentros se alinham horizontalmente, antes de mergulhar sob oAcre. Fonte: U.S. Geological Survey / Engdahl.

Tabela 3.4 Principais terremotos em regiões continentais estáveis.

Ano	Latitude(°)	Longitude (°)	Magnitude M_S	Localidade	Feição tectônica
1811	36,5 N	89,6 W	8,5	Nova Madrid, MO, E.U.A.	R
1812	36,5 N	89,6 W	8,8	Nova Madrid, MO, E.U.A.	R
1819	23,6 N	69,6 E	8,0	Kutch, Índia	FC
1886	32,9 N	80,0 W	7,7	Charleston, SC, E.U.A.	MP?/E
1909	39,0 N	8,8 W	6,6	Costa de Portugal	MP
1918	23,5 N	117,0 E	7,3	Nanai, costa SE da China	MP/FP?
1929	44,7 N	56,0 W	7,1	Costa leste do Canadá	MP/R?
1932	28,5 S	32,8 N	6,8	África do Sul	MP
1933	73,2 N	70,0 W	7,3	Baía de Baffin, Canadá	MP
1935	31,5 N	15,3 S	7,0	Golfo de Sidra, Líbia, África	MP/R
1968	31,6 S	117,0 E	6,8	Meckering, Austrália	FP?
1988	19,8 S	133,9 E	6,8	Tenant Creek, Austrália	FP

MP = margem passiva; FP = falha pré-existente; R = *rift*; FC = falha Cenozóica;
E = crosta extendida (geralmente relacionada à formação de margem passiva).

Os maiores sismos em regiões continentais estáveis (intraplaca) ocorrem preferencialmente em áreas onde a crosta continental foi tracionada e extendida por processos geológicos relativamente recentes (Mesozóico ou Cenozóico), como por exemplo nas plataformas continentais ou em *rifts* intra-continentais abortados (Cap.6), como em Nova Madrid nos Estados Unidos.

3.4.2 Sismicidade do Brasil

Ocupando grande parte da estável Plataforma Sul-americana, o Brasil era considerado, até pouco tempo, como assísmico, por não se conhecer a ocorrência de sismos destrutivos. Estudos sismológicos desde a década de 1970 mostraram que a atividade sísmica no Brasil, apesar de baixa, não pode ser negligenciada (Fig. 3.16 e Tabela 3.5). Para sismos no Brasil usa-se preferencialmente a magnitude m_b calculada com a onda P de estações distantes. Esta escala é equivalente à escala regional m_R e aproximadamente igual à escala M_S.

A grande quantidade de epicentros nas regiões Sudeste e Nordeste (Fig. 3.16) reflete, em parte, o processo histórico de ocupação e distribuição populacional, pelo fato de muitos eventos terem sido estudados a partir de documentos antigos. Mesmo assim, sismos de destaque têm sido registrados nestas regiões, como por exemplo o sismo de Mogi-Guaçu, de 1922, com magnitude 5,1m_b (Fig. 3.14). Um dos mais importantes sismos do Nordeste foi sentido em praticamente toda a região em 1980, com magnitude 5,2 m_b e intensidade máxima VII MM, provocando o desabamento parcial de algumas casas modestas na região de Pacajus, CE (Tabela 3.5). O maior sismo conhecido do Brasil ocorreu em 1955, com magnitude Richter 6,2 m_b e epicentro localizado 370 km ao norte de Cuiabá, MT. As informações contidas na Fig. 3.16 retratam o mínimo da sismicidade real.

3.4.3 Sismos intraplaca e estruturas geológicas

Pequenos sismos intraplaca podem ocorrer em qualquer local. Entretanto, algumas áreas são bem mais ativas do que outras, como é o caso dos Estados do Ceará, do Rio Grande do Norte e da parte norte de Mato Grosso. Nem sempre é fácil compreender as causas desta variação na sismicidade intraplaca em termos de estruturas ou forças geológicas. Ainda são insuficientes os estudos geológicos e sismológicos necessários para explicar o padrão observado da sismicidade. A baixa freqüência de ocorrência dos sismos não permite uma relação estatística segura, a não ser em alguns poucos casos estudados em maior detalhe.

Fig. 3.16 Sismos do Brasil Epicentros do Brasil de 1724 a 1998, com magnitude > 2,5. Note que a cobertura do catálogo utilizado (fonte: USP, UnB, UFRN, IPT) é bastante incompleta: até meados do século XX, apenas sismos com magnitude acima de 4 em áreas bem povoadas estão incluídos. Atualmente, sismos da região Sudeste com magnitudes acima de 2,5 são registrados, mas na Amazônia o limite de detecção é de 3,5. Os números indicam os sismos da Tabela 3.5. A linha tracejada grossa no oceano indica o limite da crosta continental que foi extendida e afinada durante a separação entre a América do Sul e a África. **Fonte:** IAG - USP.

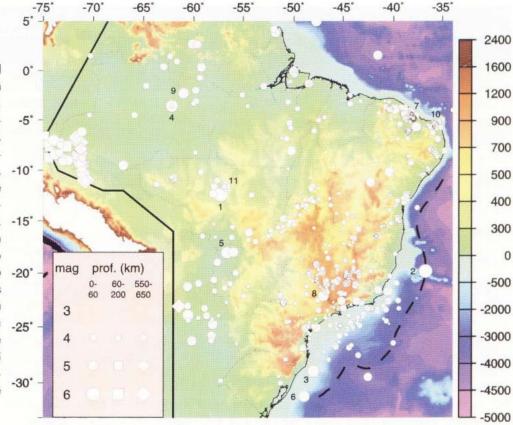



Tabela 3.5 Sismos mais importantes do Brasil.

Nº	Ano	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Magnitude (m_b)	Intensidade máx. (MM)	Localidade
1	1955	12,42	57,30	6,2		Porto dos Gaúchos, MT. Em Cuiabá, 370 km ao sul, pessoas foram acordadas.
2	1955	19,84	36,75	6,1		Epicentro no mar, a 300km de Vitória, ES.
3	1939	29,00	48,00	5,5	> VI	Tubarão, SC, plataforma continental.
4	1983	3,59	62,17	5,5	VII	Codajás, AM, bacia Amazônica.
5	1964	18,06	56,69	5,4		NW de MS, bacia do Pantanal.
6	1990	31,19	48,92	5,2		No mar, a 200km de Porto Alegre, RS.
7	1980	4,30	38,40	5,2	VII	Pacajus, CE.
8	1922	22,17	47,04	5,1	VI	Mogi-Guaçu, SP, sentido em SP, MG e RJ.
9	1963	2,30	61,01	5,1		Manaus, AM
10	1986	5,53	35,75	5,1	VII	João Câmara, RN.
11	1998	11,62	56,78	5,0	VI	Porto dos Gauchos, MT.

A zona sísmica de Nova Madrid (Tabela 3.4), no centro-leste da América do Norte, responsável pelos grandes terremotos intraplaca de 1811 e 1812, caracteriza-se pela reativação de um sistema de falhas geológicas antigas. Estas falhas foram criadas no Mesozóico, por forças tracionais num processo de extensão crustal que formou um graben (Cap. 6). A sismicidade que se registra hoje ocorre nas mesmas estruturas antigas, mas em resposta às forças compressivas que atuam hoje na placa norte-americana.

A atividade sísmica, ocorrida de 1986 a 1990 em João Câmara, RN, foi estudada em detalhe com uma rede de estações sismográficas, permitindo identificar uma zona de falha de aproximadamente 40 km de comprimento, orientada N40°E com mergulho de 60°-70° para NW (Fig. 3.17). Apesar da grande extensão da zona sísmica, ainda não foi possível associá-la com outras feições geológicas de superfície. Isto mostra claramente a grande dificuldade de se estudar a correlação entre sismicidade intraplaca e outras feições geológicas. Sabe-se, porém, que os sismos do Nordeste ocorrem devido a tensões compressivas orientadas aproximadamente na direção E-W e tensões tracionais N-S. Estas tensões podem ter várias origens, como a movimentação da placa sul-americana e forças locais causadas pela estrutura crustal da região.

A faixa sísmica SW-NE nos Estados de Goiás e Tocantins (Fig. 3.16) tem um paralelismo marcante com o Lineamento Transbrasiliano (Fig . 3.18), embora não coincida exatamente com ele. É possível que os sismos ocorram devido a dois fatores: concentração de tensões e existência de uma zona de fraqueza, ambos talvez relacionados às estruturas que deram origem ao antigo lineamento.

Do mesmo modo, a concentração de epicentros na plataforma continental da região Sudeste e em regiões próximas à costa (Fig. 3.16) pode indicar que estes sismos estejam relacionados às estruturas da margem continental geradas, ou reativadas, em conseqüência da fragmentação da crosta continental durante a formação do oceano Atlântico.

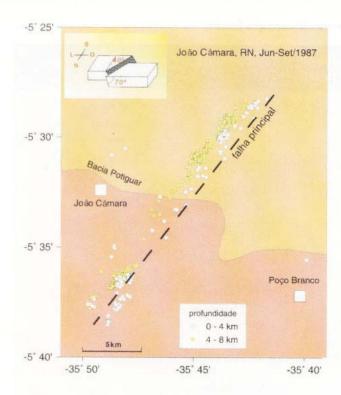



Fig. 3.17 Sismos de João Câmara, RN. Os hipocentros definem uma falha principal mergulhando para NW.

Fig. 3.18 Faixa sísmica Goiás-Tocantins. Notar o paralelismo entre a direção geral dos epicentros e a orientação do lineamento Transbrasiliano, estrutura formada no final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico (~570 Ma). Os epicentros, no entanto, não coincidem diretamente com os lineamentos, indicando uma relação indireta entre a sismicidade e a estrutura que originou os lineamentos.

3.4.4 Sismos e barragens

A interferência do homem na Natureza pode provocar sismos, através de explosões nucleares, de injeção de água e gás sob pressão no subsolo, de extração de fluidos do subsolo, do alívio de carga em minas a céu aberto e do enchimento de reservatórios artificiais ligados a barragens hidroelétricas.

Com exceção das barragens, os sismos induzidos pelo restante dos casos têm sido muito pequenos e de efeito estritamente local, não havendo registros de danos consideráveis. Entretanto, os sismos induzidos por reservatórios, apesar de normalmente pequenos, podem alcançar magnitudes moderadas. O maior ocorreu em 1967, no reservatório de Koyna, Índia, com magnitude 6,3, tendo provocado 200 mortes e sérios danos à estrutura da barragem.

Com o enchimento do Lago Mead do reservatório Hoover, Estados Unidos, em meados da década de 1930, e, principalmente, nos anos 60, com a ocorrência de sismos induzidos pelos reservatórios de Hsinfengkiang, Kariba, Kremasta e Koyna (Tabela 3.6), reconheceu-se que o enchimento de reservatórios pode causar terremotos e danos consideráveis.

No mundo todo, já ocorreram dez sismos induzidos por reservatórios com magnitude superior a 5, vários deles em regiões intraplaca de baixa sismicidade. A maior parte dos eventos induzidos têm magnitude entre 3 e 5.

A sobrecarga causada pela massa de água do reservatório gera pequenos esforços no maciço rochoso, normalmente insuficientes para provocar sismos. Desta forma, o efeito da sobrecarga e o aumento da pressão da água nos poros e fraturas das rochas, causado pela variação do nível hidrostático, favorecendo a diminuição da resistência ao cisalhamento dos materiais, atuam como disparadores na liberação dos esforços pré-existentes na área do reservatório. Não seria exagero afirmar que o reservatório é a "gota d'água" que pode provocar sismos.

Em reservatórios maiores, há maior probabilidade de ocorrência de sismos induzidos. Deve-se ressaltar, entretanto, que a maioria dos reservatórios artificiais não provoca sismicidade alguma, mesmo nas regiões mais sísmicas do mundo. A grande dificuldade que se enfrenta é não se poder determinar se as tensões numa região estão muito altas, próximas do ponto de ruptura, ou não. Por esse motivo, todas as grandes barragens operam estações sismográficas para detectar alguma possível atividade sísmica que venha a ser induzida pelo reservatório.

Tabela 3.6 Principais sismos induzidos por reservatórios no mundo

Barragem, país	Altura (m)	Ano	Magnitude (M_S)	Sismicidade regional
Koyna, Índia	103	1967	6,3	baixa
Kariba, Zâmbia	128	1963	6,2	baixa
Kremasta, Grécia	160	1966	6,2	alta
Xinfengkiang, China	105	1962	6,1	média
Oroville, E.U.A.	236	1975	5,7	alta
Marathon, Grécia	67	1938	5,7	alta
Aswan, Egito	111	1981	5,6	baixa

As primeiras citações sobre sismos induzidos no Brasil (Tabela 3.7) referem-se à Usina Hidrelétrica de Capivari-Cachoeira, a NE de Curitiba, PR. A atividade sísmica principal ocorreu em 1971 e 1972, na fase final da formação do lago, e se prolongou até 1979, decrescendo lentamente com alguns pulsos de reativação (Fig. 3.19).

O reservatório de Açu, RN, apresentou atividade sísmica induzida pelo menos desde 1987, quando foi iniciado o monitoramento sismológico. Em agosto de 1994, ocorreu o maior sismo, com magnitude 3,0 (Fig. 3.20). Os eventos sísmicos que ocorreram entre os anos de 1987 e 1989 apresentaram forte correlação com as variações no nível do reservatório, como pode ser observado na Fig. 3.20, enquanto nos outros anos essa associação não é tão clara. A atividade sísmica ocorreu por reativação de antigas rupturas orientadas NE - SW, devido a tensões compressivas E-W e tracionais N-S, semelhantes às tensões que agem na região de João Câmara, RN, mais a leste.

Fig. 3.19 Distribuição mensal da atividade sísmica induzida e nível do reservatório de Capivari-Cachoeira, PR.

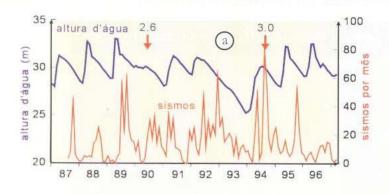



Fig. 3.20 Sismicidade induzida no açude de Açu, RN. (a) Nível d'água e sismicidade. De 1987 a 1989, o aumento do nível d'água foi seguido, aproximadamente 3 meses depois, por um aumento na atividade sísmica. De 1990 a 1993, o regime pluviométrico variou e a correlação não é clara. Depois de 1994, há nova correlação entre nível d'água e sismicidade. (b) Epicentros em três épocas diferentes. A área mais ativa varia com o tempo. Os sismos de Açu provavelmente ocorrem por reativação de pequenas falhas antigas, orientadas SW-NE, sob o regime atual de tensões: compressão E-W (setas vermelhas) e tração N-S (setas amarelas).

3.4.5 É possível prever terremotos?

Quando vai ocorrer o próximo grande terremoto? Esta pergunta freqüente ainda não tem resposta. A previsão de terremotos tem sido um dos maiores desafios para os geocientistas. Apesar de intensas pesquisas por várias décadas, ainda não foi possível desenvolver um método prático e seguro para se fazer previsões de terremotos.

As várias etapas durante a geração de um sismo (acúmulo lento de tensões na crosta, deformação das rochas e ruptura ao atingir o limite de resistência) são relativamente bem conhecidas. Assim, haveria duas maneiras de se prever terremotos: medidas diretas das tensões crustais e observações de alguns fenômenos que indicam a iminência de uma ruptura na crosta. Embora seja possível medir as tensões crustais, há enormes problemas práticos a superar: seria necessário medir as tensões em profundidades de dezenas de quilômetros, em áreas muito extensas e com uma precisão ainda não disponível na prática. Além disso, seria necessário conhecer detalhadamente as características de resistência ao fraturamento dos vários tipos de rocha que compõem a crosta numa certa região. Na prática, o custo e a quantidade de medidas necessárias tornam inviável essa abordagem.

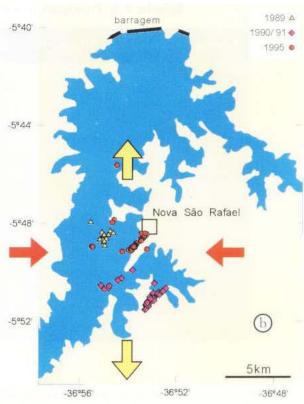
Quando uma rocha está prestes a se romper, há uma pequena mudança em algumas de suas propriedades, tais como diminuição nas velocidades de propagação das ondas P e S, queda na resistividade elétrica, mudanças no número de microtremores, entre outras. Na década de 1970, foram estudados vários casos de sismos antecedidos por tais mudanças, levando muitos sismólogos a acreditar que a previsão de terremotos seria finalmente possível. Alguns sismos pequenos, durante estudos detalhados de microtremores, puderam ser antecipados, e um grande terremoto na China, em 1975, foi previsto com sucesso, salvando milhares de vidas (ver Tabela 3.3). No entanto, a Terra mostrou-se muito mais complexa do que se imaginava, e nem sempre os terremotos são antecedidos por fenômenos fáceis de detectar. Outro fator complicante é que o comportamento das rochas varia muito dependendo do regime de tensões, profundidade, temperatura e composição mineralógica. Assim, mesmo que a previsão fosse possível na prática, os métodos usados na Califórnia, por exemplo, poderiam não ser úteis no Peru.

Quando as tensões atingem o ponto crítico de resistência das rochas na crosta, uma fratura se inicia. Uma quantidade enorme de detalhes geológicos determina a localização exata do ponto crítico (início do sismo) e o tamanho final da fratura (e, portanto, a magnitude do sismo). Muitos sismólogos acreditam, por razões físicas, que a previsão de terremotos é intrinsecamente impossível.

Tabela 3.7 Principais sismos induzidos no Brasil

Barragem	Altura (m)	Ano	Magnitude (m_b)	Intensidade (MM)
Porto Colômbia, MG/SP	40	1974	4,2	VI-VII
Nova Ponte, MG	140	1998	4,0	VI
Cajuru, MG	22	1972	3,7	VI
Capivara, PR/SP	60	1979	3,7	VI
Tucuruí, PA	100	1998	3,6	-
Balbina, AM	35	1990	3,4	-
Miranda, MG	85	2000	3,3	VI
Paraibuna, SP	98	1977	3,0	IV
Igaratá, SP	53	1985	3,0	IV
Capivari-Cachoeira, PR	60	1971	3,0	VI
Açu, RN	31	1994	3,0	I

3.4.6 Convivendo com o risco

Como não é possível prever terremotos (e mesmo que fosse, não se poderia evitá-los) o melhor é se prevenir. Em regiões sísmicas, com muitas falhas geológicas ativas, a melhor estratégia tem sido identificar as zonas de maior atividade sísmica e mapear as áreas com maior probabilidade de que o chão tenha fortes vibrações (mapas de "risco" sísmico) Fig. 3.21. Isto é feito combinando-se as probabilidades de ocorrências de terremotos fortes, para vários níveis de magnitude, com as vibrações esperadas para cada magnitude. No caso do Brasil, ocorrem a cada ano, em média, cerca de 20 sismos com magnitudes maiores de 3, dois sismos com magnitudes maiores de 4; 0,2 sismos maiores de 5 (i.e., um a cada 5 anos); 0,02 sismos maiores que 6, etc. A observação de que o número de sismos diminui aproximadamente 10 vezes para cada incremento de uma unidade de magnitude é uma lei empírica válida em qualquer região do mundo e foi descoberta por Richter. Pode-se, assim, extrapolar que sismos com magnitudes acima de 7 deveriam ocorrer no Brasil uma vez a cada 500 anos. Em regiões de alta atividade sísmica, como o Chile por exemplo, terremotos com magnitude acima de 7 ocorrem, em média, uma vez a cada 3 anos.

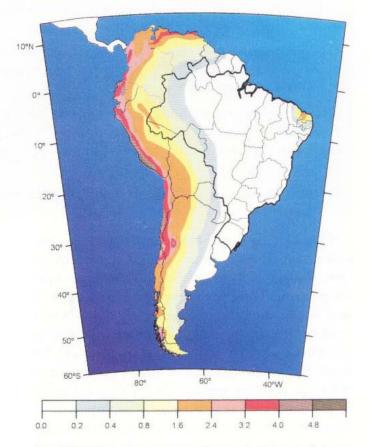



Fig. 3.21 Mapa de perigo sísmico na América do Sul mostrando o nível de vibração (aceleração máxima do chão, em m/s²) com a probabilidade de 90% de não ser excedido, para um período de 50 anos. Estes níveis de vibração referem-se à rocha sã exposta; locais de sedimentos inconsolidados podem amplificar bastante as vibrações. Fonte: IDNDR-ILP.

3.1 Tsunamis

Em 22 de maio de 1960, pescadores na ilha de Chiloé, sul do Chile, ao sentirem as fortes vibrações de um dos maiores terremotos já registrados, correram para o mar em suas embarcações tentando se proteger. 10 a 15 minutos após o terremoto, o mar recua dezenas de metros e volta logo em seguida numa onda gigantesca destruindo todos os barcos. Apenas na ilha de Chiloé 200 mortes foram contabilizadas. Até no Havaí, a 10.000 km de distância, os efeitos destas ondas causaram mais de 60 mortes e milhões de dólares em destruição.

Ondas gigantescas e destrutivas (até 10 ou 20 metros de altura) podem atingir regiões costeiras após a ocorrência de um grande terremoto com epicentro no mar. Estas ondas, ou *tsunamis*, são geradas por um deslocamento rápido da coluna de água na área epicentral de um terremoto ocorrido em uma falha próxima ao fundo do mar. Este deslocamento (raramente superior a um metro de altura) se propaga como ondas em todas as direções com velocidades que dependem da profundidade do mar. Em alto mar as ondas viajam com velocidades de um avião, mas, tendo amplitude pequena e um comprimento de onda de centenas de metros, constituem ondulações suaves da superfície do mar e passam desapercebidas. Chegando próximo ao litoral, onde o mar é mais raso, a velocidade diminui (para 50 - 70 km/h, como um automóvel). Esta diminuição da velocidade de propagação faz a energia da onda se acumular em uma extensão bem menor de água aumentando, conseqüentemente, a altura da onda (até mais de 30 metros já foram observados); este acúmulo de energia provoca também transporte de água (correntes) inundando a região costeira por centenas de metros terra adentro.

Tsunamis são muito freqüentes no Pacífico devido à predominância de falhas inversas nas zonas de subducção. Terremotos no Alasca, por exemplo, podem gerar tsunamis que causam destruição no Havaí, várias horas mais tarde, a milhares de quilômetros de distância.

Está em implantação um sistema de alarme para tsunamis no Pacífico baseado na determinação rápida de epicentros, magnitudes e orientação das falhas (já disponível pela rede mundial de sismógrafos), modelamento matemático das ondas do tsunami (em aperfeiçoamento) e medidas em tempo real registradas por sensores colocados no fundo oceânico (em instalação).

Fontes: González, 1999. Tsunami! Scientific American, maio de 1999 pp. 44-55.

Com base nas freqüências de sismos, pode-se construir mapas de risco sísmico (ou mais precisamente "perigo" sísmico), como na Fig. 3.21. Ao se construir um prédio no Chile, por exemplo, que deve durar 50 anos, e se quisermos ter uma garantia de 90% de acerto, o prédio deve ser projetado para resistir a acelerações do chão de até 50% da aceleração da gravidade. No Brasil, com poucas exceções, os níveis esperados de vibração do chão são menores de 2% de *g*, em rocha. Mapas mais detalhados de perigo sísmico podem ser feitos considerando os diferentes tipos de solo e substrato rochoso de uma cidade, estimando quais bairros sofreriam maiores vibrações do chão. Em países sísmicos, leis que regulam o tipo de construção permitido em cada área (obrigando construções mais resistentes em locais mais perigosos) diminuem os riscos de perdas materiais e humanas em caso de terremotos.

Leituras recomendadas

ASSUMPÇÃO, M. *Terremotos no Brasil.* Ciência Hoje. Rio de Janeiro: SBPC, 1983. vol. 1 (6).

BOLT, B.A. *Earthquakes*, 4th edition. New York: W.H.Freeman & Co, 1999.

GONZÁLEZ, F. I. "Tsunami!" in: *Scientific American*. Nova York: Scientific American Publishing, 1999. vol. 280, nº 5.

JOHNSTON, A.C, KANTER, L.R. "Earthquakes in stable continental crust" in: *Scientific American*. Nova York: Scientific American Publishing, 1990. vol. 262.

4

INVESTIGANDO O INTERIOR DA TERRA

Marcia Ernesto
Leila Soares Marques

O estudo das propriedades físicas fundamentais do interior da Terra corresponde ao ramo das Geociências denominado Geofísica. Muitas informações sobre o comportamento dinâmico do interior do nosso planeta resultam do estudo de suas propriedades físicas, tais como a gravidade e o magnetismo. Através do estudo global do campo da gravidade, obtém-se informação acerca das dimensões, forma e massa da Terra, bem como do modo como a massa se distribui no interior do planeta. Em escala local, a análise das variações de gravidade é o fundamento da prospecção gravimétrica. O uso criterioso desta última, combinado com informações geológicas, permite localizar, identificar e avaliar o potencial econômico de jazidas de minérios diversos, carvão, petróleo, sal, matéria-prima para indústria cerâmica e de construção, etc.

O campo magnético terrestre origina-se no núcleo terrestre e a observação na superfície da Terra da forma e variações desse campo magnético permite estudar a dinâmica dessa região da Terra. As rochas da superfície terrestre, ao se formarem, registram as informações do campo geomagnético da época, e a recuperação dessas informações permite desvendar a história do magnetismo terrestre no passado geológico. Além disso, através das propriedades magnéticas das rochas, é possível localizar jazidas minerais e traçar os movimentos pretéritos dos blocos litosféricos durante a evolução da Terra.

O objetivo deste capítulo é fornecer os conceitos fundamentais sobre a gravidade e o campo magnético terrestres e ilustrar de que forma estas características físicas trazem informações sobre a própria estrutura interna do planeta.

4.1 O que é a Gravidade?

Embora os estudos empíricos sobre o movimento de queda livre tenham sido iniciados e publicados por Galileu no final do século XVI, a formulação da teoria da gravitação universal só ocorreu praticamente um século depois, quando Newton publicou os seus estudos no ano de 1687. Nessa época, o conhecimento de que a Terra possui forma aproximadamente esférica já estava totalmente difundido, visto que em 1522 Magalhães havia concluído a primeira viagem de circunavegação.

A gravitação é uma propriedade fundamental da matéria, manifestando-se em qualquer escala de grandeza, desde a atômica até a cósmica. Os fenômenos gravitacionais são descritos pela lei de Newton, na qual duas massas esféricas m_1 e m_2, com densidades uniformes nos seus interiores, atraem-se na razão direta do produto de suas massas e na razão inversa do quadrado da distância entre os seus centros, conforme descrito pela equação 4.1:

$$F = G\,\frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \qquad (4.1)$$

na qual m_1 e m_2 são as massas das esferas, r é a distância entre elas, F é a força de atração que age sobre cada uma das esferas e G é a constante da gravitação universal (veja tabela de unidades no final do livro).

De acordo com a lei de Newton (equação 4.1), se a esfera com massa m_1 estiver fixa e a esfera com massa m_2 puder movimentar-se, ela irá se deslocar em direção à primeira, devido à força F. Neste caso, sua aceleração a_g será igual a F/m_2 ou, substituindo-se na equação 4.1:

$$a_g = \frac{F}{m_2} = \frac{(G \cdot m_1)}{r^2} \qquad (4.2)$$

Portanto, a aceleração a_g depende apenas da distância entre as duas esferas e da massa m_1, que cria um campo de aceleração gravitacional ao seu redor, o qual é igual em todas as direções, ou seja, é isotrópico. Estas características fazem com que um corpo, mesmo possuindo massa muito elevada, produza um campo menos intenso do que um outro, com massa muito menor, mas situado mais próximo. Como exemplo, podemos citar a queda de meteoritos sobre a superfície terrestre. Embora sendo atraídos pelo Sol, muitos deles acabam caindo na Terra, de massa muito menor, ao passarem em órbita próxima.

Além disso, como o campo gravitacional é isotrópico, as forças de atração tendem a aglutinar massa em corpos esféricos. Esta característica explica a forma aproximadamente esférica do Sol e dos planetas que compõem o Sistema Solar, os quais foram formados a partir de uma nuvem de gás e poeira interestelares, há 4,6 bilhões de anos, durante o processo de acresção (Cap. 1).

Como a Terra executa um movimento de rotação ao redor de si mesma com um período de 24 horas, qualquer ponto do seu interior ou de sua superfície sofre o efeito da aceleração centrífuga dada pela expressão:

$$a_c = \omega^2 r \qquad (4.3)$$

na qual $\omega = 2\pi/T$ é a velocidade angular de rotação, T é o período de rotação e r é a distância ao eixo de rotação. Como a aceleração centrífuga é dirigida per-

← Ação do vento solar sobre as linhas de força do campo geomagnético.

pendicularmente ao eixo de rotação, os únicos locais onde não há aceleração centrífuga ($a_c = 0$) são aqueles situados sobre o eixo de rotação, ou seja nos pólos. Todos os outros pontos da Terra sofrem uma aceleração centrífuga cuja intensidade é diretamente proporcional à distância do eixo de rotação, atingindo valores máximos na linha do Equador, como pode ser observado na Fig. 4.1.

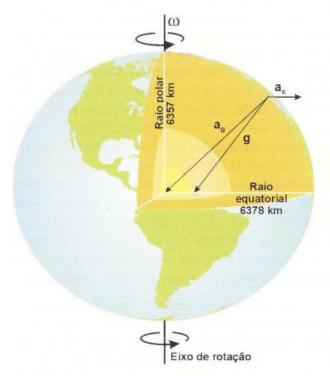



Fig. 4.1 A aceleração da gravidade varia de ponto para ponto sobre a superfície terrestre. A Terra é achatada nos pólos e executa movimento de rotação, portanto a aceleração da gravidade em um dado local resulta da soma vetorial das acelerações gravitacional a_g e da centrífuga a_c. A direção da aceleração da gravidade g não é radial e sua intensidade atinge valores máximos nos pólos e mínimos na região equatorial.

A soma vetorial da aceleração gravitacional e da aceleração centrífuga é denominada aceleração da gravidade (Fig. 4.1) ou simplesmente **gravidade**.

$$g = a_g + a_c \qquad (4.4)$$

Tanto a direção como a intensidade de g variam conforme a posição sobre a superfície terrestre. Embora o componente gravitacional a_g possua intensidade aproximadamente constante, sua direção é variável, sendo praticamente radial e apontando para o centro da Terra. Já o componente centrífugo a_c tem direção sempre perpendicular ao eixo de rotação terrestre, mas sua intensidade varia em função da latitude. Desta forma, a intensidade de g é máxima nos pólos e igual ao componente a_g, diminuindo gradualmente em direção ao Equador, onde atinge o valor mínimo. Como pode ser observado na Fig. 4.1, a direção de g só coincide com aquela do componente gravitacional a_g nos pólos e no Equador, sendo que nas demais latitudes ela não é radial.

4.2 Medindo a Gravidade

Através da medida do campo da gravidade da Terra foram obtidas importantes informações sobre o seu interior, determinando-se também diversas de suas características, como sua forma e interações com outros corpos do Sistema Solar.

Como vimos anteriormente, o campo da gravidade associa a cada ponto da superfície terrestre um vetor de aceleração da gravidade g. Esse vetor caracteriza-se por sua intensidade, denominada gravidade, e por sua direção, denominada vertical. A gravidade é medida por meio de **gravímetros**, enquanto a vertical é obtida por métodos astronômicos. Em gravimetria, em homenagem a Galileu, utiliza-se como unidade de aceleração o Gal (ver tabela de unidades no final do livro).

Dois tipos de gravímetros podem ser utilizados em medidas da gravidade. Os **gravímetros absolutos** (Fig. 4.2) medem diretamente a intensidade da aceleração da gravidade em um dado ponto, sendo os do tipo queda

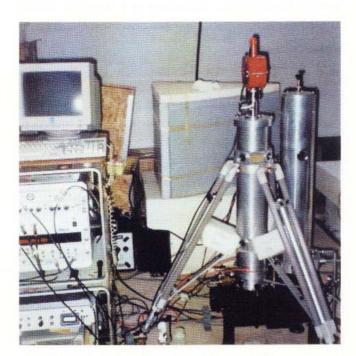



Fig. 4.2 Experimento realizado em Valinhos (SP) para a medida da gravidade utilizando um gravímetro absoluto.

livre (que se baseiam na medida do tempo de percurso de um corpo em queda livre) os mais utilizados atualmente. Como são de difícil transporte, ficam instalados em laboratórios. Por outro lado, os gravímetros diferenciais são basicamente balanças de mola que determinam com precisão o peso de uma massa de valor constante, cuja variação é causada por diferenças no valor de g. Este tipo de gravímetro mede a diferença de gravidade entre dois pontos distintos, e nos casos em que o valor em um dos pontos é conhecido, pode-se determinar a gravidade no outro.

Em levantamentos gravimétricos de detalhe é necessário medir pequenas variações da gravidade, causadas por estruturas ou corpos localizados na subsuperfície, requerendo uma sensibilidade instrumental da ordem de 0,01 mGal. Para essa finalidade são geralmente utilizados gravímetros diferenciais, que possuem maior sensibilidade do que os absolutos. Nesses gravímetros é possível medir, por exemplo, variações do valor de g quando o instrumento é colocado sobre uma mesa ou sobre o assoalho de um mesmo local. Entretanto, como sofrem deriva, isto é, diferenças temporais nas medidas devido a mudanças nas propriedades elásticas de seus componentes, esses gravímetros devem ser aferidos em locais cuja gravidade é conhecida, antes de se iniciar a aquisição de um novo conjunto de medidas. Como isso nem sempre é possível, costuma-se ao final de cada dia de trabalho retornar ao ponto da primeira medida e efetuar nova leitura. Dessa forma, determina-se a deriva do instrumento durante o período, para posteriores correções.

4.3 A Forma da Terra

Como a intensidade de g é maior nos pólos do que no Equador, a Terra não possui forma totalmente esférica, sendo que o seu raio equatorial (6.378 km) é ligeiramente maior do que o raio polar (6.357 km). Portanto, a Terra possui a forma de um **esferóide achatado** nos pólos e isto explica, por exemplo, porque um objeto é levemente mais pesado nos pólos do que no Equador. O grau de deformação do esferóide é medido pelo seu achatamento, definido como sendo a diferença relativa entre os raios equatorial e polar do esferóide, conforme a expressão:

$$f = \frac{a - c}{a} \qquad (4.5)$$

na qual a é o raio equatorial, c é o raio polar e f é o achatamento.

Como a diferença entre os raios equatorial e polar é relativamente pequena (21 km), em comparação com as dimensões da Terra, seu achatamento é muito pequeno, sendo de 1/298,247, quando calculado precisamente. Portanto, em primeira aproximação, podemos considerar que a Terra é esférica.

A atração gravitacional mantém a Terra, os outros planetas do Sistema Solar e o próprio Sol coesos. Entretanto, contrariamente ao que ocorre na Terra, nem todos os planetas possuem achatamento tão pequeno. Por exemplo, Júpiter apresenta um achatamento polar (1/15) bem mais acentuado. Mesmo assim, esse achatamento é pouco perceptível em fotografia. Para se ter uma idéia, para um raio equatorial de 10 cm, o raio polar seria de 9,3 cm. Júpiter efetua um rápido movimento de rotação (período de cerca de 10 horas) e possui também elevadas dimensões (raio equatorial de 71.600 km), implicando grandes distâncias de pontos localizados em sua superfície em relação ao eixo de rotação. Estes dois fatores fazem com que a aceleração centrífuga no bojo equatorial de Júpiter seja muito maior do que a equivalente na superfície terrestre, provocando assim um maior achatamento.

O achatamento terrestre forneceu informações fundamentais para o conhecimento do interior do nosso planeta. Com a suposição de que a Terra possui densidade constante e é constituída por um fluido em perfeito equilíbrio hidrostático, Newton calculou um achatamento de 1/230. Com os conhecimentos atuais sobre a velocidade de rotação da Terra e de suas dimensões, o achatamento polar teórico é de 1/299,5, bastante próximo do valor aceito hoje, obtido por meio da observação precisa das órbitas de satélites artificiais.

Esse resultado indica que grande parte do interior da Terra comporta-se como um fluido. A princípio, isto parece contraditório, tendo em vista os resultados obtidos pela Sismologia, que indicam que a crosta, manto terrestre e núcleo interno são sólidos. A explicação para esse fato é que as rochas do manto terrestre comportam-se como um sólido elástico em curtos intervalos de tempo (segundos), durante a passagem das ondas sísmicas por exemplo, e como um fluido viscoso na escala do tempo geológico (milhões de anos). Considerando que a Terra formou-se há 4,6 bilhões de anos, houve tempo suficiente para ocorrer deformação plástica das rochas que compõem o manto terrestre, originando assim, seu achatamento devido ao movimento de rotação.

4.4 Interpretando Anomalias Gravimétricas

Na superfície terrestre, o valor médio da gravidade é de aproximadamente 9,80 m/s^2 ou 980 Gal. Devido ao movimento de rotação e ao achatamento na região polar, o valor da gravidade diminui cerca de 5,3 Gal dos pólos ao Equador, o que representa uma variação em torno de 0,5%. Além disso, a atração exercida pela Lua e pelo Sol, bem como as diferenças de altitude entre os pontos de medida causam alteração no valor da gravidade. Como todas essas variações se superpõem, torna-se necessário quantificá-las e eliminá-las ao máximo para, então, estudar aquelas variações causadas por diferenças na composição e estrutura da crosta ou do manto superior da Terra.

A maior variação no valor de g é a latitudinal, causada pela rotação e achatamento terrestres. O valor teórico da gravidade γ ao nível do mar é descrito pela Fórmula Internacional da Gravidade, estabelecida em 1980 como:

$$\gamma(\phi)=978{,}0318(1+0{,}0053024\mathrm{sen}^2\phi-0{,}00000587\mathrm{sen}^2 2\phi)\mathrm{Gal} \quad (4.6)$$

na qual ϕ é a latitude sobre um ponto do elipsóide de referência, cuja superfície é a que melhor se ajusta à forma da Terra.

As variações da gravidade devido à ação da Lua e do Sol (efeitos de maré) são descritas por meio de tabelas publicadas periodicamente. As variações causadas por diferenças de altitude, devido à topografia do terreno, também podem ser eliminadas através de duas correções, denominadas **correção ar-livre** e **correção Bouguer**. Esta última deve seu nome a uma homenagem a Pierre Bouguer por seus estudos, no século XVIII, sobre a força de atração gravitacional exercida pela Terra.

A correção de ar-livre é aplicada para eliminar o efeito causado pela diferença de altitude entre o ponto de observação e o nível do mar (Equação 4.6) no valor da gravidade. Esta correção é dada por 0,03086 x h mGal, onde h é a altitude em metros, e deve ser somada ao valor medido, já que a gravidade diminui com a altitude.

Como existem massas rochosas entre o ponto de medida e o nível do mar, em áreas continentais, aplica-se a correção Bouguer para eliminar o efeito gravitacional dessa porção crustal, sendo conveniente conhecer a sua densidade com a melhor exatidão possível. A correção de Bouguer é dada por -0,0419 x ρ mGal por metro de altitude, em que ρ é a densidade em g/cm^3. Quando esse parâmetro é desconhecido, utiliza-se 2,67 g/cm^3, que corresponde à média da crosta continental. A correção Bouguer é aplicada conjuntamente com a de altitude (ar-livre), restando apenas o efeito devido à atração dos materiais situados abaixo do nível do mar.

Em regiões muito acidentadas, é efetuada uma terceira correção, denominada **correção de terreno**, que leva em conta as feições topográficas de uma área. Em geral, como seus valores não ultrapassam algumas dezenas de mGal, são aplicadas somente nos levantamentos de detalhe. Em áreas oceânicas, onde as medidas são realizadas no nível do mar, costuma-se efetuar apenas correções ar-livre, enquanto em áreas continentais utiliza-se também a correção Bouguer.

Se o interior da Terra fosse uniforme, os valores previsto e medido da gravidade seriam iguais, após todas essas correções. Entretanto, como existem importantes variações laterais e verticais nas rochas que compõem o interior da Terra, esses valores são geralmente distintos. A diferença entre o valor medido e o previsto é chamada de **anomalia de gravidade**. Dependendo da correção aplicada, a anomalia recebe o nome de anomalia ar- livre ou de anomalia Bouguer.

As anomalias gravimétricas resultam de variações na densidade dos diferentes materiais que constituem o interior da Terra. Os contrastes de densidade entre diferentes tipos de rochas modificam a massa e causam, conseqüentemente, mudanças nos valores da gravidade (Fig. 4.3).

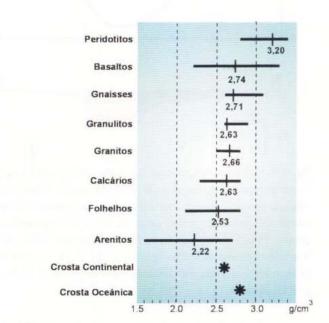



Fig. 4.3 Intervalos de variação da densidade de algumas rochas freqüentemente encontradas na superfície terrestre e densidades médias para essas mesmas rochas. A título de comparação, encontram-se também representados os valores médios da crosta continental e da crosta oceânica.

Nas anomalias negativas de gravidade, os valores medidos são menores do que os previstos, após todas as correções, sendo causadas por rochas com densidade relativamente baixa ou sedimentos localizados na sub-superfície, em contato com outras rochas de maior densidade existentes no substrato. Por exemplo, anomalias negativas são encontradas em cadeias montanhosas (que possuem raízes profundas constituídas por rochas com densidade relativamente baixa), ou ainda associadas à presença de corpos rochosos intrusivos de baixa densidade (Fig. 4.4).

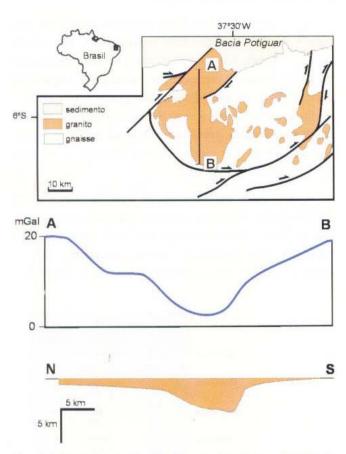



Fig. 4.4 Anomalia de gravidade causada pelo granito Tourão (situado no Estado do Rio Grande do Norte, Brasil). O perfil A-B, indicado no mapa, mostra uma acentuada queda no valor de gravidade que coincide com o setor de maior profundidade do granito, menos denso que as rochas encaixantes. Note que a extensão horizontal do corpo intrusivo (~ 50 km) é cerca de dez vezes maior que a sua profundidade máxima (~ 5 km). Cortesia de R.I.F. Trindade.

As anomalias negativas são geradas também pela presença de domos de sal de baixa densidade, formados pela evaporação da água de antigos mares rasos. Como este ambiente é propício para a deposição de matéria orgânica, que pode originar petróleo, essas anomalias podem indicar áreas potencialmente favoráveis à prospecção.

Anomalias positivas de gravidade ocorrem quando os valores de gravidade medidos são maiores do que os previstos e são causados pela presença de materiais com alta densidade na superfície ou em profundidade. Assim, locais onde ocorrem rochas com alta densidade são caracterizados por apresentarem anomalias positivas. Na região meridional do Brasil há uma anomalia dessa natureza (Fig. 4.5), causada por uma das maiores manifestações de vulcanismo basáltico do planeta, que originou, há aproximadamente 130 Ma, a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

Fig. 4.5 Anomalias positivas de gravidade podem ser causadas pela presença de rochas de alta densidade próximas da superfície. Na Bacia do Paraná, onde houve a extrusão de uma grande quantidade de magmas básicos, observa-se uma pronunciada anomalia positiva de gravidade.

Depósitos de minerais metálicos de alta densidade localizados em sub-superfície podem também ser identificados em levantamentos gravimétricos de detalhe, por produzirem anomalias positivas de gravidade.

A representação de anomalias gravimétricas é feita por meio de mapas de curvas iso-anômalas, cujas linhas unem pontos com os mesmos valores de anomalia. Nesses mapas (Fig. 4.6) ocorrem altos e baixos gravimétricos causados por diferenças na densidade dos materiais que ocorrem na crosta e no manto superior. As anomalias que possuem dimensões de até dezenas de quilômetros são denominadas anomalias locais, e são geralmente associadas a corpos rochosos relativamente pequenos, com densidade anômala, localizados próximos da superfície (na crosta superior). Por outro lado, as anomalias regionais possuem dimensões de até milhares de quilômetros e são, em geral, associadas a feições de grande escala. Por exemplo, os altos gravimétricos de escala regional que ocorrem em bacias oceânicas profundas são causados pela proximidade das rochas do manto, uma vez que a crosta oceânica é pouco espessa (6 a 7 km).

4.5 O Princípio da Isostasia

Entre 1735 e 1745 foi realizada uma expedição francesa para o Peru, liderada por P. Bouguer, com o objetivo de determinar a forma da Terra. Nessa viagem, Bouguer notou que as montanhas da Cordilheira dos Andes exerciam uma força de atração gravitacional menor do que a esperada para o respectivo volume. Cerca de um século mais tarde, G. Everest fez a mesma observação nos Himalaias, durante uma expedição à Índia. Na época, foi sugerida a hipótese de que as montanhas teriam menor massa do que as áreas adjacentes; não havia, entretanto, uma explicação geológica razoável para esse tipo de fenômeno comum.

A explicação viria em 1855, quando J. H. Pratt e G. Airy propuseram, independentemente, hipóteses para explicar essas observações, e em 1889 o termo **isostasia** foi utilizado para denominar o mecanismo que as explica. De acordo com o conceito de isostasia, há uma deficiência de massa abaixo das rochas da cordilheira aproximadamente igual à massa das próprias montanhas.

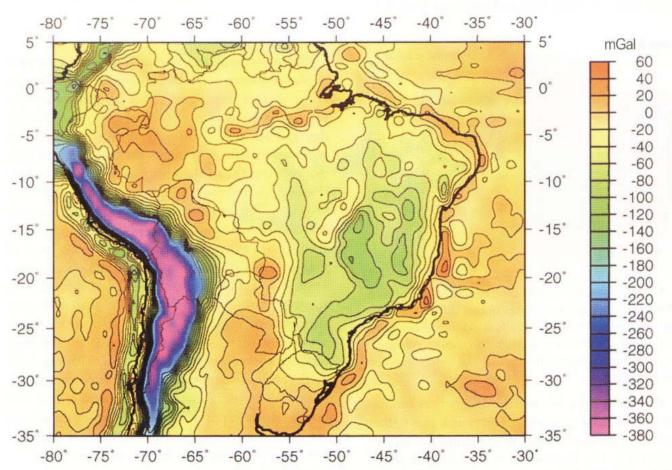



Fig. 4.6 Mapa de anomalias Bouguer do Brasil e áreas adjacentes. O intervalo das linhas de contorno é de 20 mGal. **Fonte:** Sá et al. 1993.

O conceito de isostasia baseia-se no princípio de equilíbrio hidrostático de Arquimedes, no qual um corpo ao flutuar desloca uma massa de água equivalente à sua própria. Nesse caso, uma cadeia montanhosa poderia comportar-se como uma rolha flutuando na água. De acordo com este princípio, a camada superficial da Terra relativamente rígida flutua sobre um substrato mais denso. Sabemos hoje que essa camada corresponde à crosta e parte do manto superior, que integram a **litosfera**. O substrato denso é denominado **astenosfera** (Cap. 5), comportando-se como um fluido viscoso, no qual ocorrem deformações plásticas na escala do tempo geológico. O equilíbrio isostático é atingido quando um acúmulo de carga ou perda de massa existente na parte emersa é contrabalançada, respectivamente, por uma perda de massa ou acúmulo de carga na parte submersa.

Nas duas hipóteses de **compensação isostática**, a superfície terrestre é considerada suficientemente rígida para preservar as feições topográficas e menos densa do que o substrato plástico. No modelo de Airy, as montanhas são mais altas por possuírem raízes profundas, da mesma forma que um imenso bloco de gelo flutuando no mar (Fig. 4.7).

Fig. 4.8 Ilustração do modelo de compensação isostática de Pratt. A camada superior rígida é composta por blocos de igual profundidade, mas com densidades diferentes e menores do que aquela do substrato plástico. A condição de equilíbrio isostático é atingida pela variação da densidade, de modo que as rochas sob as cadeias montanhosas são menos densas, enquanto as das bacias oceânicas são mais densas.

Fig. 4.7 Ilustração do modelo de compensação isostática de Airy. A camada superior rígida possui densidade constante mas inferior àquela do substrato plástico. A condição de equilíbrio isostático é atingida pela variação da espessura da camada superior, de modo que as montanhas têm raízes profundas.

Por outro lado, no modelo de Pratt, as montanhas são elevadas por serem compostas por rochas de menor densidade do que as existentes nas regiões vizinhas (Fig. 4.8), havendo neste caso diferenças laterais na densidade.

Sabemos hoje que os dois modos de **compensação isostática** ocorrem na natureza. As montanhas são mais altas, pois se projetam para as partes mais profundas do manto, conforme informações obtidas através da Sismologia. Por outro lado, os continentes situam-se acima do nível do mar devido às diferenças de composição e densidade (Fig. 4.3) entre crosta continental e a crosta oceânica (Fig. 4.9). Mesmo após ter sofrido intemperismo e erosão intensos no decorrer do tempo geológico, a crosta continental situa-se acima do nível do mar devido à isostasia, pois à medida que a erosão remove as camadas mais superficiais, ocorre lento soerguimento. Portanto, rochas originadas em profundidades maiores acabam atingindo níveis superficiais. Uma confirmação desse fato é a ocorrência de rochas metamórficas, formadas em condições de alta pressão e temperatura, compatíveis com as existentes na base da crosta continental e que hoje encontram-se expostas em várias regiões do planeta. No Brasil, estas rochas (granulitos) são vistas, por exemplo, em vários pontos do Estado da Bahia (Cráton do São Francisco).

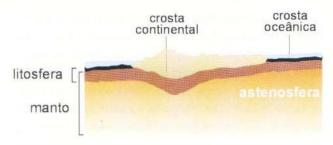



Fig. 4.9 Os dois modelos de compensação isostática operam simultaneamente. As montanhas possuem raízes profundas, compostas por rochas com densidade relativamente baixa, fazendo com que a crosta e a litosfera sejam mais espessas nessas regiões, conforme previsto no modelo de Airy. Por outro lado, a crosta oceânica situa-se em níveis topográficos mais baixos do que a crosta continental, devido à sua maior densidade, conforme previsto no modelo de Pratt.

Em geral, a litosfera suporta grandes esforços sem sofrer deformação. Entretanto, em algumas situações geológicas, uma carga muito elevada pode ser adicionada ou removida da litosfera, deformando-a. Podemos citar como exemplo a adição de massa causada pelo extravasamento de grandes quantidades de basaltos em províncias ígneas, pela sedimentação ou pela formação de calotas de gelo. Essa massa adicional faz com que a litosfera entre em **subsidência**, para que o equilíbrio isostático seja atingido. Atualmente, na Groenlândia, está ocorrendo um processo desse tipo, devido ao peso da espessa camada de gelo da sua superfície, de modo que suas rochas encontram-se abaixo do nível do mar.

O processo oposto, **soerguimento**, resulta da remoção de uma carga existente na superfície da crosta, como nos casos do degelo de calotas glaciais ou da erosão intensa de áreas montanhosas. A Escandinávia, por exemplo, encontra-se em fase de soerguimento (de até 1cm/ano), retornando ao equilíbrio isostático, devido ao desaparecimento do gelo que ali existia há cerca de 10.000 anos. Esse movimento persistirá até que o equilíbrio isostático seja totalmente atingido. Nessas situações, a falta de equilíbrio isostático pode ser revelada pela presença de anomalias de gravidade (Fig. 4.10).

4.6 A Terra como um Imenso Ímã

Hoje estamos absolutamente familiarizados com o magnetismo terrestre através do uso da bússola para orientação. Este instrumento nada mais é do que uma agulha imantada, livre para girar no plano horizontal, sendo atraída pelos pólos magnéticos da Terra. Desde há séculos, esta propriedade física da Terra é conhecida e tem-se relatos de que a bússola já era usada por volta de 1100 d.C. pelos chineses, a quem é atribuída sua descoberta. Evidentemente, a forma da bússola era muito diferente da atual: uma coleção de contos persas escritos em 1232 descreve uma folha de ferro em forma de peixe usada como bússola dez anos antes ou, como relatado por escritores árabes, uma agulha magnetizada flutuava em água apoiada em madeira ou junco.

Fig. 4.10 Movimentos verticais da litosfera causados pela adição (a) e remoção (c) de uma carga (calota de gelo, sedimentos, derrames de basaltos, etc.) na sua superfície. A linha pontilhada refere-se ao valor da gravidade antes da adição ou remoção da carga (situação de equilíbrio isostático). A linha tracejada indica como a gravidade varia com a adição ou remoção da carga quando ainda não ocorreu a compensação isostática, como ilustrado em (a) e (c).

Mas as primeiras investigações sobre o fenômeno do magnetismo só tiveram início em 1269 com as experiências de Petrus Peregrinus de Maricourt. Ele esculpiu magnetita (mineral magnético de óxido de ferro) numa forma esférica, da qual aproximava pequenos ímãs. Desenhou sobre a superfície esférica as direções indicadas por eles, obtendo linhas que circundavam a esfera e interceptavam-se em dois pontos, da mesma forma que as linhas da longitude sobre a Terra interceptam-se nos pólos. Por analogia, ele denominou esses pontos de pólos do ímã. Na Inglaterra, William Gilbert repetiu e ampliou tais experiências, reunindo todo o conhecimento de até então sobre magnetismo no tratado *De Magnete*, publicado em 1600. A partir das semelhanças no comportamento magnético com a magnetita esférica, ele reconheceu que a própria Terra era um imenso ímã.

Mas foi apenas depois de 1838 que se pôde conhecer melhor a distribuição do campo magnético terrestre, quando Carl Friedrich Gauss começou a fazer medidas sistemáticas da intensidade do campo geomagnético. Através de análise matemática, mostrou que 95% do campo magnético da Terra originam-se no seu interior e somente uma pequena parte restante provém de fontes externas.

Por outro lado, a conclusão de Gilbert de que o campo magnético da Terra é semelhante ao da esfera de magnetita equivale a dizer que a Terra é uma esfera uniformemente magnetizada. A forma do campo magnético dessa esfera é semelhante à de um ímã de barra que chamamos de dipolo. Podemos então imaginar a Terra como uma esfera, no centro da qual existe um dipolo ou ímã de barra (Fig. 4.11). O eixo do **dipolo** geocêntrico está próximo do eixo de rotação da Terra e faz com ele um ângulo de cerca de 11,5°. Por esta razão, a agulha de uma bússola, em geral, não aponta para o norte mas sua direção faz

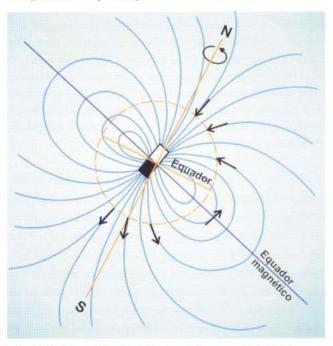



Fig. 4.11 O campo magnético terrestre é equivalente ao campo de um dipolo, cujo eixo faz um ângulo de 11,5° com o eixo de rotação da Terra e está um pouco afastado de seu centro.

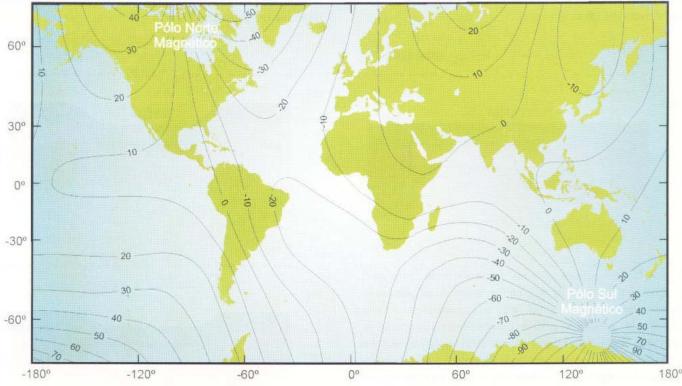



Fig. 4.12 Mapa de declinação magnética indicando a posição dos pólos e a linha de declinação zero. Fonte: Langel et al., 1980.

um ângulo com a direção norte-sul, fato este já conhecido dos grandes navegantes desde o século XVI. Esse ângulo de desvio da agulha é a **declinação magnética**.

A agulha da bússola desvia do norte geográfico para Leste ou para Oeste segundo um ângulo que dependerá do local onde se encontra o observador em relação aos pólos geográfico e magnético. Desta forma, se o ponto de observação e esses pólos estiverem alinhados sobre o mesmo meridiano, então a declinação será zero. Se o eixo do dipolo coincidisse com o eixo geográfico, não haveria declinação (Fig. 4.12). Somente nos pontos correspondentes à linha de declinação zero (ou linha agônica) da Fig. 4.12 é que a agulha indicará o norte geográfico verdadeiro.

Entretanto, o campo magnético da Terra não é um dipolo perfeito e cerca de 5% desse campo é irregular, ou seja, não-dipolar. A conjugação desses dois campos provoca desvios nas linhas de declinação magnética, bem como em todas as linhas de força do campo magnético terrestre, pois o campo não-dipolar é diferente para cada região da superfície da Terra, resultando numa distribuição de intensidades (Fig. 4.13) diferente daquela esperada para um campo dipolar.

A intensidade do campo geomagnético é muito fraca, cerca de 50.000×10^{-9} T ou 50.000 nT (T representa Tesla que é a unidade de indução magnética no Sistema Internacional; correntemente usa-se também a unidade gamma - γ que equivale 1 nT; (ver tabela de unidades no final do livro). Isto corresponde a um campo centenas de vezes mais fraco do que o campo entre os pólos de um ímã de brinquedo. A intensidade varia conforme a região considerada sobre a superfície da Terra, sendo menor próximo ao Equador e maior em direção aos pólos (60.000 nT no pólo magnético norte e 70.000 nT no pólo magnético sul), como pode ser observado na Fig. 4.13.

Uma agulha imantada livre para girar em torno de um eixo horizontal não permanece na horizontal. Ela acompanha as linhas de força do campo magnético (Fig. 4.11), de tal forma que a extremidade norte da agulha inclina-se para baixo no hemisfério Norte e, para cima no hemisfério Sul. O ângulo que a agulha faz com o plano horizontal é chamado de **inclinação magnética**. Sobre os pólos magnéticos a agulha coloca-se na posição vertical e portanto a inclinação é de 90°. Em pontos intermediários, o ângulo de inclinação varia até chegar a zero no equador magnético, onde as linhas de força são paralelas à superfície. Os pólos magnéticos estão localizados a aproximadamente 78°N 104°W e 65°S 139°E, portanto não são diametralmente simétricos, afastando-se cerca de 2.300 km do antípoda. Desta forma, a melhor representação do campo magnético terrestre é a de um dipolo cujo eixo está deslocado em relação ao centro da Terra de 490 km. Este dipolo é chamado **dipolo excêntrico**.

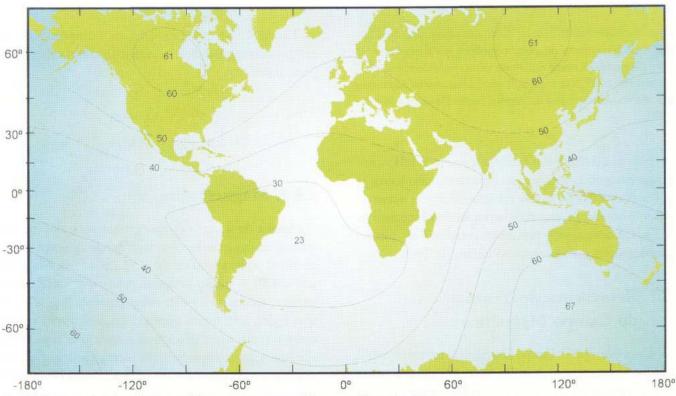



Fig. 4.13 Mapa de intensidade total do campo geomagnético em milhares de nT.

Os pólos magnéticos migram a uma velocidade de cerca de 0,2° por ano ao redor do pólo geográfico (Fig. 4.14), em geral sem se afastar mais do que 30° deste último, porém descrevendo uma trajetória irregular. Assim é que a declinação magnética de um local muda continuamente, aumentando ou diminuindo. Torna-se então necessário corrigir o valor de declinação conhecido para um determinado ponto da superfície terrestre a cada cinco anos aproximadamente. Como se pode deduzir facilmente, os pólos magnéticos levam alguns milhares de anos para percorrer os 360° de trajetória ao redor dos pólos geográficos.

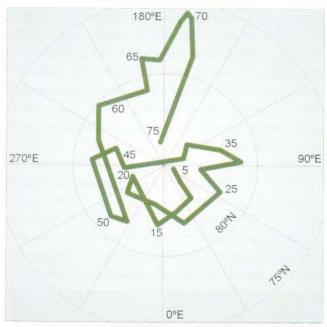



Fig. 4.14 Movimento do pólo magnético norte ao redor do pólo geográfico durante o período compreendido entre aproximadamente 69.000 e 45.500 anos atrás, como registrado em rochas sedimentares do Japão. Fonte: Dawson e Newitt, 1982.

Não só a direção, mas também a intensidade do campo geomagnético variam com períodos muito lentos e, por isso, o conjunto dessas variações recebe o nome de variação secular. A origem da **variação secular** é interna à Terra e deve-se aos processos geradores do campo geomagnético que ocorrem no núcleo da Terra.

4.7 Representação Vetorial do Campo Magnético

Uma vez que o campo magnético terrestre não é constante no espaço, variando tanto em direção como em intensidade, torna-se necessário representá-lo vetorialmente num sistema de eixos ortogonais convenientemente escolhidos, como mostra a Fig. 4.15. O eixo x tem direção norte-sul, y tem direção leste-oeste e o eixo vertical z é tomado com sentido positivo para baixo. O ângulo de declinação D é o ângulo entre o meridiano magnético que passa pelo ponto considerado e a direção norte-sul. A inclinação magnética I é o ângulo que o vetor campo magnético total F faz com o plano horizontal.

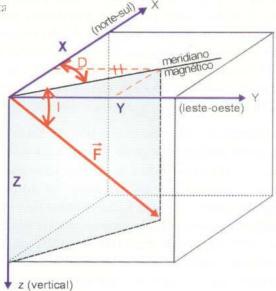



Fig. 4.15 Representação vetorial do campo geomagnético. Os eixos x e y coincidem com as direções geográficas e o eixo z tem sentido positivo em direção ao centro da Terra. Os ângulos D e I são, respectivamente, a declinação e inclinação magnéticas.

Como é visto na Fig. 4.15, os componentes do campo geomagnético relacionam-se através das equações abaixo:

$$F=(H^2+Z^2)^{1/2} \quad (4.7) \text{ ou}$$

$$F=(X^2+Y^2+Z^2)^{1/2} \quad (4.8)$$

$$D=\text{arctg}\left(\frac{Y}{X}\right) \quad (4.9) \text{ e}$$

$$I=\text{arctg}\left(\frac{Z}{H}\right) \quad (4.10)$$

4.8 A Magnetosfera

Apesar de fraco, o campo geomagnético ocupa um volume muito grande, com suas linhas de força estendendo-se a distâncias de 10 a 13 raios terrestres (vide seção 4.3). A região ocupada pelo campo magnético terrestre recebe o nome de **magnetosfera** (Fig. 4.16). É uma região com forma característica, assimétrica em relação à Terra, assemelhando-se a uma gota com cauda extremamente comprida. Essa forma particular é conseqüência principalmente do chamado **vento solar**, que será explicado a seguir.

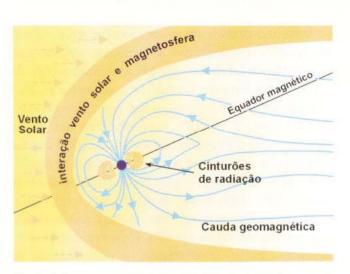



Fig. 4.16 Representação esquemática da magnetosfera e ação do vento solar sobre as linhas de força do campo geomagnético.

Observações com equipamentos a bordo de naves espaciais levaram à conclusão de que o espaço entre o Sol e a Terra não é um vácuo quase perfeito como se acreditava, mas está preenchido por um gás ionizado constituído de partículas com diferentes energias (núcleos de átomos, principalmente de hidrogênio e elétrons), que são emitidas pelo Sol e por isso chamado de **vento solar**. O vento solar flui a uma velocidade de cerca de 300 a 500 km/s; próximo da Terra exerce uma pressão sobre o campo magnético, comprimindo-o. No lado da Terra que não está sendo iluminado pelo Sol, isto é, no lado noite, as linhas de força do campo não sofrem essa pressão e estendem-se a distâncias que correspondem a mais de 2.000 vezes o raio da Terra, chegando a atingir a Lua.

O campo magnético terrestre desempenha um papel importante como blindagem, impedindo que as partículas solares mais energéticas atinjam a superfície terrestre, causando danos à biosfera. Quando ocorrem erupções solares, há emissão de grande quantidade de partículas de alta velocidade, que alcançam a Terra em algumas dezenas de minutos. Parte dessa radiação é bloqueada pelo campo geomagnético e não atinge a atmosfera. Entretanto, nas regiões polares, onde as linhas de força do campo geomagnético colocam-se perpendicularmente à superfície da Terra, as partículas penetram facilmente até a atmosfera superior ou **ionosfera** inferior (60 km a 100 km de altitude), porque são conduzidas pelas próprias linhas de campo.

A ionosfera corresponde à camada mais externa da atmosfera terrestre (Fig. 4.17) e se caracteriza por ser uma camada eletricamente condutora, constituída por íons e outras partículas carregadas (elétrons e prótons). Por essa razão, ela é utilizada na radiocomunicação, propagando e refletindo ondas de rádio. Quando essa camada é invadida por um fluxo de radiação solar mais intenso, sua condutividade elétrica é alterada, podendo causar interrupções na comunicação de rádio.

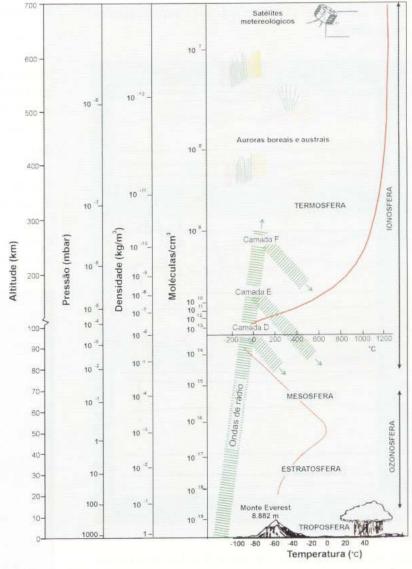



Fig. 4.17 Desenho esquemático das camadas que compõem a atmosfera, ilustrando a propagação e reflexão de ondas eletromagnéticas utilizadas na radiocomunicação. A linha vermelha representa a variação de temperatura na Ozonosfera e na Ionosfera. **Fonte:** A. Miller, 1972.

4.9 Por que o Campo Magnético é Variável?

O efeito da atividade solar é sentido pela magnetosfera continuamente, sendo que o lado da Terra iluminado pelo Sol (lado dia) é o lado que sofre as perturbações. O lado noite, em geral, não é afetado. Dependendo da intensidade da atividade solar, faz-se a distinção entre dias magneticamente calmos e dias ativos ou perturbados (Fig. 4.18). A magnitude das variações geomagnéticas regulares (dias calmos) é somente cerca de 1/1.000 da intensidade do campo geomagnético total. Em determinados dias, contudo, ocorrem grandes perturbações equivalentes a vários graus na declinação e a até 1.000 nT (1.000 G) ou mais em intensidade. Esses distúrbios são chamados de **tempestades magnéticas**.

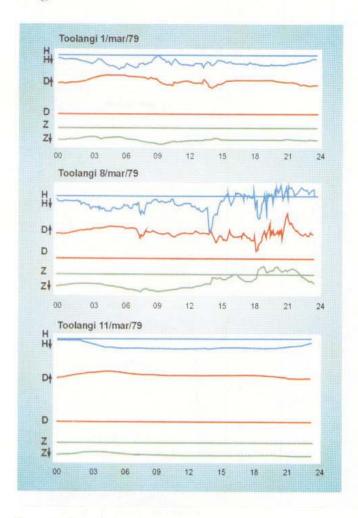



Fig. 4.18 Diagramas de variação da intensidade geomagnética ao longo de períodos de 24 horas durante dias magneticamente calmos (11/03/1979) e perturbados (1 e 8/03/1979), conforme registrado no observatório magnético de Toolangi, Austrália.

Uma tempestade magnética ocorre em geral um dia após o aparecimento das chamas solares, que são emissões luminosas de grandes proporções da região mais externa do Sol (a **cromosfera**). Por ocasião desses fenômenos, o Sol emite não só radiação de onda visível, mas também um fluxo corpuscular que viaja com velocidade de 1000 km/s e atinge toda a Terra causando distúrbios magnéticos. As tempestades são freqüentes e podem ocorrer até várias vezes durante um mesmo mês. Têm início repentino e seus efeitos são sentidos durante um dia ou vários dias. Uma vez que as tempestades causam interferência na comunicação de rádio, é interessante poder prever sua ocorrência. Entretanto, os seus "sintomas" só são percebidos nas observações magnéticas pouco antes de acontecerem.

Uma tempestade pode ser acompanhada pelo aparecimento de um dos fenômenos luminosos mais intensos e fascinantes no céu, que são as auroras boreais ou austrais nas regiões polares norte ou sul, respectivamente. A aurora é causada pela emissão de luz da atmosfera superior numa forma parecida com uma descarga elétrica (Fig. 4.19). Aparece como uma cortina luminosa de cor esverdeada ou rósea, com a borda inferior a cerca de 100 km de altura e a superior talvez a 1.000 km. O fluxo de energia emitido por uma aurora intensa é apenas três vezes menor do que o fluxo de energia refletido pela Lua na fase cheia.

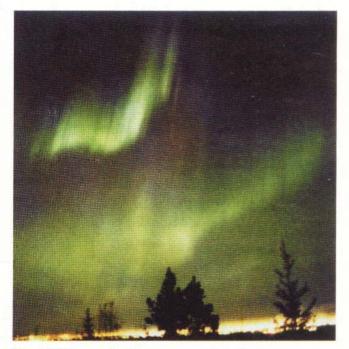



Fig. 4.19 Fotografia de uma aurora boreal.

4.1 Auroras e Outras Manifestações do Campo Geomagnético

Um dos fenômenos naturais mais espetaculares da Terra são as auroras, que podem ser vistas em noites claras em locais situados a altas latitudes, tanto no hemisfério norte como no sul. As auroras ocorrem na alta atmosfera (~100 km de altitude) e são causadas por partículas energéticas, principalmente elétrons que são guiados para dentro da atmosfera pelo campo magnético da Terra. Portanto, as estruturas observadas nas auroras são freqüentemente alinhadas com o campo geomagnético. As auroras podem ser muito ativas e às vezes apresentam uma fase expansiva em que se espalham por uma região correspondente a vários graus de latitude no lado noite da Terra e dissipam energia a taxas comparáveis com o consumo de energia elétrica dos Estados Unidos. A cor dominante das auroras é o verde, mas outras cores podem ser vistas em períodos de alta atividade. A cor verde deve-se a emissões de energia por átomos de oxigênio e a cor vermelha que pode aparecer nas bordas, às emissões de nitrogênio molecular.

Partículas energéticas que não são conduzidas pelas linhas de força do campo geomagnético às regiões polares são também aprisionadas por este campo e quando desaceleradas concentram-se em regiões anelares ao redor da Terra, com mais de 36.000 km de raio, chamadas de Cinturões de Van Allen. Quando esses cinturões foram detectados, há cerca de 40 anos, acreditava-se que eram muito estáveis, sendo seus elétrons dissipados em períodos de meses. Pela rede de satélites, verificou-se, entretanto, que os elétrons podem ser acelerados pelas variações do campo geomagnético, até atingirem velocidades próximas às da luz. Nessas condições, os elétrons podem atravessar uma lâmina de alumínio com mais de um centímetro de espessura.

Estações e ônibus espaciais orbitam a cerca de 450 km da superfície da Terra estando, portanto, mergulhados nos campos elétricos mais intensos dos cinturões; seus equipamentos eletrônicos podem estar sujeitos a interferências, devido à ação dos elétrons acelerados. Da mesma forma, os satélites de telecomunicação estão sujeitos a essa interferência, que pode causar mau funcionamento de "pagers" e telefones celulares. Foi o que realmente aconteceu em maio de 1998, quando dez satélites científicos dos EUA receberam sinais de que os elétrons estavam acelerando e, finalmente, em 19 de maio, o satélite Galaxy 4 sofreu pane e 45 milhões de usuários perderam o serviço de "pagers". Os cientistas esperam que os Cinturões de Van Allen tornem-se particularmente dinâmicos no final do ano 2000, durante o período de máxima atividade solar, que irá produzir violentas tempestades solares, causando intensas emissões de partículas elétricas e fortes tempestades geomagnéticas.

Fonte: Space Science News, NASA, 08/12/98.

4.10 Mapas Magnéticos e Anomalias Magnéticas

A distribuição do campo geomagnético sobre a superfície da Terra é melhor observada em cartas isomagnéticas, isto é, mapas nos quais linhas unem pontos que correspondem a um mesmo valor de um determinado parâmetro magnético.

Contornos de igual intensidade para qualquer componente do campo são chamados de **linhas isodinâmicas** (Figs. 4.12 e 4.13). É importante observar que um fenômeno como o campo geomagnético mostre tão pouca relação com as feições principais da geologia e geografia. As linhas isomagnéticas cruzam continentes e oceanos sem distúrbios e não mostram relações óbvias com as grandes cadeias de montanhas ou com as cadeias submarinas. Esse fato deixa claro que a origem do campo geomagnético necessariamente tem de ser profunda.

O mapa da intensidade total do campo (Fig. 4.13) mostra que o campo magnético terrestre é mais complicado que o campo que seria associado a um simples dipolo geocêntrico. Se o campo fosse exatamente um campo dipolar, as linhas de mesmo valor da intensidade total (Fig. 4.13) seriam linhas paralelas ao equador magnético do dipolo (linha sobre a qual a inclinação magnética é igual a zero), isto é, exceto perto dos pólos, elas seriam praticamente retas nesse mapa. Esta diferença é chamada de **campo não-dipolar** ou **anomalia geomagnética**. Quando as cartas isomagnéticas são construídas a partir de pesquisas mais pormenorizadas, os contornos aparecem superpostos por campos localizados devido a fontes magnéticas na crosta da Terra. Estas anomalias com seções transversais de 1 a 100 km ou mais não podem ser representadas num mapa de escala global (Fig. 4.20).

Concentração de minerais magnéticos em rochas e algumas correntes elétricas fracas na crosta ou nos oceanos-

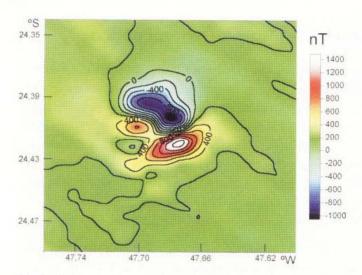



Fig. 4.20 Anomalia magnética de intensidade total gerada por concentração de minerais magnéticos em corpo ígneo intrusivo na região de Juquiá, Estado de São Paulo. Cortesia de W. Shukowsky.

nos são as principais fontes responsáveis pelos campos localizados. Essas irregularidades de superfície ou anomalias magnéticas podem ter intensidades correspondentes a uma pequena porcentagem do campo normal mas, acima de jazidas de ferro ou depósitos magnéticos próximos à superfície, estas anomalias podem exceder o campo da Terra. É na busca e interpretação dessas anomalias que se baseia o método magnético em prospecção geofísica.

4.11 O Mecanismo de Dínamo na Geração do Campo Magnético

Como visto até aqui, o campo magnético da Terra é razoavelmente bem representado por um dipolo magnético localizado em seu centro. Entretanto, cabe a pergunta – o que poderia causar esse magnetismo? A presença de minerais permanentemente magnetizados nas camadas superficiais da Terra não é suficiente para explicar a intensidade do campo geomagnético. Além do mais, esses minerais não são suficientemente móveis para explicar as mudanças periódicas na direção e intensidade do campo. Desta forma, algum outro mecanismo capaz de gerar um campo magnético com as características observadas deve ser proposto. A análise de ondas sísmicas indica que pelo menos parte do núcleo da Terra é fluido. Já é universalmente aceito que o movimento desse fluido metálico gera correntes elétricas que, por sua vez, induzem campo magnético. Entretanto, discute-se ainda de que forma o fluido metálico flui no núcleo, que fonte de energia coloca o fluido em movimento e como esse movimento dá origem a um campo magnético. Essas questões são difíceis de responder porque o núcleo não pode ser investigado diretamente e as altas pressões e temperaturas lá existentes são difíceis de reproduzir em laboratório. Mas a combinação de resultados teóricos e experimentais já permitiu estabelecer alguns fatos.

O núcleo consiste de uma esfera gigante, essencialmente metálica, do tamanho aproximado do planeta Marte. Sob condições normais, o núcleo fluido conduz calor e eletricidade até melhor que o cobre, e tem provavelmente a mesma viscosidade que a água. Com um raio médio de 3.485 km, corresponde a cerca de 1/6 do volume da Terra e a cerca de 1/3 de sua massa. A densidade do núcleo varia de, no mínimo, 9 vezes a densidade da água nas suas bordas até 12 vezes a densidade da água no seu centro. Os cálculos de densidade combinados com as hipóteses acerca da origem do sistema solar sugerem que o núcleo é composto principalmente de ferro e níquel com traços de elementos mais leves como enxofre e oxigênio. No seu interior, localiza-se um núcleo interno com propriedades diferentes. Tem um raio de 1.220 km, o que corresponde a 2/3 do tamanho da Lua e, ao contrário do núcleo externo, é sólido.

A partir dessas informações, a única teoria viável de geração do campo magnético terrestre é aquela que trata o núcleo como uma espécie de **dínamo auto-sustentável**. Este modelo foi desenvolvido por volta de 1950 por Bullard e Elsasser. Um dínamo é qualquer mecanismo que converte energia mecânica em energia elétrica, como aquele utilizado em centrais hidrelétricas. O dínamo da Terra é auto-sustentável porque, depois de haver sido disparado por um campo magnético que poderia ter sido muito fraco (como por exemplo o próprio campo do sistema solar), continuou produzindo seu próprio campo sem suprimento de campo externo. O líquido metálico do núcleo terrestre, movendo-se de maneira apropriada (Fig. 4.21), agiria como um dínamo, necessitando apenas de um suprimento contínuo de energia para manter o material em movimento.

Uma das fontes de energia mais prováveis nesse caso seria a movimentação do fluido causada pelo seu resfriamento, com a cristalização e fracionamento de fases minerais densas, liberando energia potencial. Pode-se estabelecer assim um movimento de convecção provocado por diferenças de temperatura e composição do fluido, que devem ser mantidas para que o movimento não cesse. O movimento de rotação da Terra exerce uma força no fluido do núcleo, chamada **força de Coriolis**, que atua em qualquer massa que descreva um movimento de rotação. Esta é a mesma força responsá-

vel pelos movimentos ciclônicos do ar e das correntes marinhas. A massa é acelerada em uma direção perpendicular ao seu movimento, fazendo com que, no caso do fluido condutor do núcleo, estabeleçam-se espirais de material condutor que vão gerar campo magnético com resultante aproximadamente paralela ao eixo de rotação da Terra.

Fig. 4.21 Movimento do fluido condutor do núcleo externo e geração do campo magnético dipolar, indicado pelas linhas de força. Fonte: Jeanloz, 1983.

4.12 O Magnetismo da Terra no Passado Geológico

As observações do campo magnético terrestre resumem-se a apenas alguns séculos, considerando-se aí aquelas mais rudimentares em que, por questões práticas de navegação, media-se a declinação em rotas marítimas e portos visitados. Este é um intervalo de tempo muito curto em comparação à história da Terra. Então cabe perguntar: terá tido o campo magnético terrestre sempre o mesmo padrão que o atual? Terá sempre existido o magnetismo da Terra ou será apenas transitório?

Questões desse tipo puderam ser respondidas a partir de quando se verificou (meados do século XX) que a história magnética da Terra não se perde completamente, mas fica registrada como um magnetismo fóssil nas rochas. Alguns minerais que contêm ferro, ao serem submetidos a um campo magnético, comportam-se como ímãs permanentes, isto é, esses minerais retêm uma magnetização que é chamada **remanescente**, mesmo depois de cessada a ação do campo magnético. Substâncias desse tipo são chamadas **ferromagnéticas**. Os principais minerais magnéticos presentes nas rochas são os óxidos de ferro, como por exemplo, a **magnetita** (Fe_3O_4) e a hematita (Fe_2O_3). Embora estejam presentes em pequena proporção (cerca de 1%), esses minerais são, em geral, os responsáveis pelas propriedades magnéticas de uma rocha.

A intensidade de magnetização das rochas é em geral fraca mas, através de instrumentos sensíveis, é possível determinar a direção da magnetização remanescente e tentar reconstruir o passado magnético da Terra. O estudo sistemático das rochas com essa finalidade é chamado de **Paleomagnetismo**. O mesmo princípio do Paleomagnetismo pode ser aplicado a cerâmicas e fornos arqueológicos e este estudo recebe o nome de **Arqueomagnetismo**. Esses materiais cerâmicos são particularmente apropriados para se determinar a intensidade do campo durante os tempos históricos. Foi através do Arqueomagnetismo que se constataram as variações de intensidade do campo da Terra.

Os estudos paleomagnéticos indicam que a Terra tem tido um campo magnético significativo, pelo menos durante os últimos 2,7 bilhões de anos. Entretanto, várias rochas apresentam magnetização inversa à esperada, isto é, compatível com um campo geomagnético de polaridade oposta à do campo atual, com linhas de força que emergem do pólo norte e convergem para o pólo sul. Acreditava-se, a princípio, que aquelas rochas teriam propriedades especiais, adquirindo magnetização contrária à do campo magnetizante. Porém, grande número de experiências mostrou que somente algumas poucas rochas apresentavam tal propriedade. Datações por métodos radiométricos, associadas a determinações de polaridade demonstram claramente que tem havido intervalos nos quais as rochas de todas as regiões da

Terra adquiriram magnetização com polaridade igual à atual e, alternadamente, intervalos em que todas as rochas adquiriram polaridade oposta. Nos anos 60 foi estabelecida uma **escala de reversões** (Fig. 4.22), agrupando-se os dados normais e reversos de várias regiões da Terra numa seqüência cronológica, confirmando conclusivamente a realidade das reversões. O campo geomagnético permanece em uma determinada polaridade durante intervalos variáveis de aproximadamente 10^5 a 10^7 anos, e para completar-se uma transição de polaridade são necessários 10^3 a 10^4 anos.

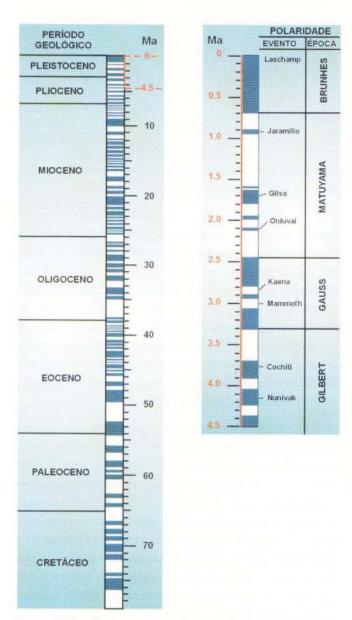



Fig. 4.22 Escala de inversões de polaridade ou reversões do campo geomagnético nos últimos 80 milhões de anos. Faixas escuras representam polaridade normal e faixas claras, polaridade inversa. À direita, detalhe da coluna, ressaltando épocas e eventos de polaridade ocorridos nos últimos 4,5 milhões de anos e que recebem nomes especiais.

4.13 A História Gravada das Inversões de Polaridade

Na época em que se iniciaram as pesquisas magnéticas nas rochas da crosta oceânica, feitas por navios oceanográficos levando a bordo magnetômetros, revelou-se um fato surpreendente. A nordeste do Oceano Pacífico, foi mapeado um padrão de anomalias magnéticas lineares, diferente de qualquer padrão conhecido nos continentes. Esse padrão é formado por faixas de polaridades alternadas e dispostas simetricamente em relação à **cadeia meso-oceânica**, como ilustrado na Fig. 4.23.

Vine e Mathews propuseram em 1963 que esse **padrão "zebrado"** era conseqüência da expansão do assoalho oceânico e das reversões do campo geomagnético, através de um processo representado esquematicamente na Fig. 4.23. O material fundido

Fig. 4.23 Padrão "zebrado" de anomalias do assoalho oceânico e sua relação com a tectônica de placas.

do manto, ascendendo em correntes de convecção através das cadeias oceânicas, esfria ao atingir a superfície terrestre. Os minerais ferromagnéticos (principalmente magnetita) cristalizados nesse magma adquirem magnetização induzida pelo campo geomagnético. Essa magnetização será permanentemente retida por esses minerais quando atingirem temperaturas abaixo de um certo valor característico. Essas temperaturas são chamadas de **temperaturas de Curie** que, para a magnetita, é da ordem de 580°C. A nova rocha assim formada e já magnetizada constitui-se num novo segmento do assoalho oceânico, que lentamente afasta-se da cadeia, enquanto por ela novo material ascende. Nesta fase, se o campo geomagnético inverteu a polaridade, surgirá então uma nova faixa de assoalho, desta vez com polaridade invertida. Assim, surge, a longo prazo, o padrão zebrado simétrico à cadeia, tal como foi observado. O assoalho oceânico comporta-se, portanto, como uma esteira rolante que grava a história das reversões do campo geomagnético tal qual uma fita magnética, à medida que vai se formando no tempo geológico.

Fig. 4.24 Correlação entre o vetor magnetização de uma rocha (seta), definido pelos ângulos de declinação (D) e inclinação (I), obtido em um sítio (S), e a posição do pólo paleomagnético (P).

4.14 Magnetismo das Rochas e a Deriva dos Continentes

O paleomagnetismo não só contribui para a reconstituição da história do campo magnético da Terra, como também fornece informações quantitativas sobre os processos que afetam as camadas superficiais da Terra, revelados como grandes movimentos laterais dos continentes ou deriva continental. Nos anos 50, resultados paleomagnéticos reavivaram o interesse nas sugestões de que os continentes se moveram consideravelmente durante o tempo geológico. Alfred Wegener propôs em 1910 que todos os continentes já haviam estado agrupados num único "supercontinente", que ele chamou de Pangea. Ele sugeriu que esse supercontinente teria se desmembrado há cerca de 200 milhões de anos. Entretanto, suas idéias não foram aceitas por muitos cientistas e a discussão sobre a deriva continental ficou estagnada até que os resultados paleomagnéticos trouxeram novas evidências.

A magnetização remanescente de rochas de mesma idade e magnetizadas simultaneamente pelo mesmo campo magnético deve indicar a mesma localização para os pólos magnéticos associados a esse campo indutor. Entretanto, a magnetização de rochas antigas e de mesma idade, provenientes de distintos continentes, indicam pólos (pólos paleomagnéticos) diferentes (Fig. 4.24).

Sabendo-se que o campo geomagnético só pode ser representado por um único dipolo magnético, isto é, existe apenas um par de pólos norte e sul situados próximos aos pólos geográficos, a existência de vários pólos no passado geológico tem de ser descartada. A explicação para o fato está baseada no deslocamento dos continentes que modifica a orientação da magnetização registrada em suas rochas, em relação ao pólo geográfico. Pólos paleomagnéticos de mesma idade e pertencentes a diferentes blocos continentais podem ser deslocados até que coincidam. Ao fazermos isso, os continentes de onde foram extraídas as rochas analisadas também se deslocam, chegando-se a reconstruções paleogeográficas surpreendentes, tal como a ilustrada na Fig. 4.25 para a América do Sul e África.

A maneira mais conveniente de se representarem dados paleomagnéticos para o estudo da deriva continental é em termos da posição de pólos paleomagnéticos. Pólos paleomagnéticos para períodos geológicos consecutivos e, de um único continente, são interligados para produzir um caminho ou uma curva de deriva polar (Fig. 4.25). Torna-se aparente, quando se comparam as curvas para os vários continentes que, durante um longo intervalo de tempo, os continentes moveram-se conjuntamente e depois afastaram-se. O grau de divergência entre duas curvas de

deriva polar é a medida do grau de separação dos continentes. Uma relação entre a inclinação do vetor magnetização (I) e latitude paleogeográfica (ϕ) pode ser facilmente obtida do modelo de dipolo geocêntrico, por trigonometria esférica:

$$\tan I = 2\tan\phi \qquad (4.11)$$

Com este dado é possível avaliar quantitativamente a paleolatitude em que se encontrava uma determinada região da Terra. Por exemplo, os filões de rochas ígneas (diques) que cortam as praias de Ilhéus e Olivença, na região sul do Estado da Bahia, apresentam magnetização cujo vetor coloca-se a ~66° de inclinação em relação ao plano horizontal. Utilizando-se a fórmula 4.11, calcula-se que a latitude em que se formaram essas rochas há um bilhão de anos era de 48°, portanto muito mais elevada do que a atual (15°S), indicando que aquela região era de clima frio.

Neste capítulo estudamos os campos de gravidade e magnético da Terra. Vimos como estas importantes propriedades físicas podem ser utilizadas para se entender processos dinâmicos que ocorrem em nosso planeta. Além disso, o mapeamento gravimétrico e magnético da superfície permite identificar anomalias que refletem estruturas das camadas mais superficiais ou estão diretamente relacionadas com a presença de depósitos minerais. Desta forma, métodos de investigação baseados em gravimetria e magnetometria constituem importantes ferramentas geofísicas voltadas à prospecção de bens minerais.

Fig. 4.25 Curvas de deriva polar para a América do Sul e África e reconstrução desses continentes, com a justaposição de parte dessas curvas. Notar que entre 200 e 130 milhões de anos atrás as curvas começam a divergir porque os dois continentes migraram independentemente.

Leituras Recomendadas

BUTLER, R. F. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes.* Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1991.

BROWN, G. C. & MUSSET, A. E. The *Inaccessible Earth.* London: George Allen & Unwin, 1985.

FOWLER, C. M. R. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics.* Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

JEANLOZ, R. *The Earth's Core.* Scientific American, v.249, 1983.

LOWRIE, W. *Fundamentals of Geophysics.* Cambridge: Cambridge University Press, 1997.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. *Applied Geophysics.* Cambridge: Cambridge University Press, 1985.

5
A COMPOSIÇÃO
E O CALOR
DA TERRA
Igor I. G. Pacca
Ian McReath

A maior parte do interior da Terra é inacessível às observações diretas, de modo que, para conhecer sua constituição interna, é necessário recorrer a métodos indiretos. No Cap. 3 foi apresentada uma aplicação da sismologia na obtenção de estimativas para as densidades e outras propriedades físicas das rochas do interior do planeta. À primeira ordem, a sismologia revela que a estrutura interna da Terra consiste de uma série de camadas que compõem a crosta, o manto e o núcleo. A partir das propriedades físicas, e com o apoio de experiências que simulam as condições de temperatura e pressão no interior da Terra, é possível inferir as composições mineralógicas das camadas presentes. O calor interno da Terra e os processos de sua redistribuição são fatores importantes para entender os movimentos dentro de e entre as camadas da Terra. Esses movimentos são responsáveis pela estrutura interna de segunda ordem, que é dinâmica.

5.1 Introdução

No século 19, os cientistas especulavam sobre a constituição interna da Terra. Charles Darwin, por exemplo, depois de testemunhar erupções vulcânicas e terremotos nos Andes, sugeriu, já na primeira metade daquele século, que a Terra era composta por uma fina casca, que denominamos crosta, ao redor de uma massa fundida. Na segunda metade do século, partindo de estimativas para o raio e massa da Terra, a densidade média terrestre foi calculada em 5,5 g/cm^3 aproximadamente. Uma vez que essa densidade é maior que a da grande maioria das rochas expostas na superfície terrestre (2,5 - 3,0 g/cm^3), concluiu-se que pelo menos parte do interior terrestre deveria ser composta por material muito denso. Usando os sideritos e os meteoritos pétreos (Cap. 1) como analogia, sugeriu-se, ainda no final do século 19, que a Terra teria um núcleo composto por uma liga metálica de ferro e níquel, envolto por um manto de silicatos de ferro e magnésio. Antes da utilização da sismologia para desvendar a estrutura terrestre, essas idéias representavam meras especulações.

Como visto no Cap. 3 anterior, embora os focos da maioria dos terremotos estejam a menos de 100 km de profundidade, eles emitem ondas elásticas em todas as direções, propagando-se por todo o interior da Terra. Podem ser detectadas pela rede de observatórios sismográficos distribuídos pelos continentes, após sofrerem reflexões, refrações e difrações, quando encontram superfícies de separação entre camadas que contrastem por sua densidade, **parâmetros elásticos** (tais como compressibilidade e rigidez) ou **composição mineralógica** e **química** (Cap. 3).

5.1.1 As descontinuidades mais notáveis do interior da Terra

A primeira **descontinuidade** detectada na Terra foi o limite crosta-manto, encontrada pelo sismólogo iugoslavo Andrija Mohorovicic, em 1909. Comparando os tempos de chegada a vários observatórios das ondas sísmicas de um grande terremoto ocorrido na Croácia, Mohorovicic verificou que a velocidade era sensivelmente maior para distâncias ao epicentro superiores a 200 km. Explicou a diferença supondo que, à profundidade de cerca de 50 km, haveria uma brusca variação das propriedades elásticas do material terrestre. Esta é a descontinuidade que separa a crosta do manto que, em homenagem a seu descobridor, passou a ser chamada de **Moho**. Sabemos hoje que o Moho não está a profundidade constante por toda a Terra mas a cerca de 5-10 km nas áreas oceânicas e a 30-80 km nos continentes, variando com o relevo.

Quanto mais penetram na Terra, as ondas sísmicas vão sendo detetadas em observatórios cada vez mais distantes do epicentro (Cap. 3). Entretanto, há uma zona de sombra entre 103° e 144° do foco sísmico (Cap. 3), que foi interpretada como sendo devida ao núcleo, por conta de propriedades muito diferentes daquelas do manto. A interface manto-núcleo, ou **descontinuidade de Gutenberg**, situa-se a 2.900 km de profundidade, implicando que o manto forma 83% do volume da Terra. Estudando as ondas S, que são transversais, verificou-se que elas não se propagavam no núcleo, o que levou à conclusão de que a rigidez do material é nula, ou seja, o meio é líquido (Fig. 5.1).

Examinando os sismogramas com mais detalhe, verificou-se que apareciam algumas ondas, de amplitude muito reduzida na zona de sombra que não era, então, uma zona de completa sombra. Em 1936, a sismóloga dinamarquesa Inga Lehman concluiu que a parte interna do núcleo era distinta da parte externa, com

◄ Erupção do Kilauea, no Havaí, um dos mais ativos vulcões do planeta, derramando sua lava nas águas do oceano Pacífico. No detalhe, fotografia tomada no Microscópio Óptico de uma rocha ígnea. G. Brad Lewis / SPL / Stock Photos.

velocidades de propagação das ondas P muito maiores, dando origem às ondas que apareciam na zona de sombra. Sabemos hoje que o **núcleo interno** começa a aproximadamente 5.100 km de profundidade e que nele se propagam não só as ondas P mas também as ondas S que, como já vimos, são ondas transversais, o que significa que o material constituinte é sólido. Verifica-se, portanto, que o núcleo é composto por uma parte externa que é líquida e uma parte interna, sólida.

5.2 Modelos de Estrutura e Composição

Com o desenvolvimento da rede sismográfica mundial e dos métodos de observação e análise, foram encontradas novas interfaces e zonas de transição no interior terrestre, mostrando que a crosta, o manto e o núcleo são domínios heterogêneos. Partindo das velocidades sísmicas, calculam-se as densidades das camadas principais e de suas subdivisões, para em seguida buscar a identificação das rochas presentes nessas camadas.

5.2.1 A crosta terrestre

Para alcançar as partes da crosta atualmente mais profundas, já foram feitas sondagens tanto nos oceanos como nos continentes. Os custos de tais sondagens são muito altos, e é necessário buscar outras evidências diretas para controlar os modelos obtidos através das ondas sísmicas. Dentre as rochas expostas na superfície dos continentes, encontram-se desde as rochas sedimentares pouco ou não deformadas até as rochas metamórficas que foram submetidas a condições de temperatura e pressão correspondentes às da crosta intermediária ou profunda a mais de 20 km. Podem estar presentes, também, rochas plutônicas que cristalizaram em níveis crustais desde rasos (1-3 km) até profundos. Tanto as rochas metamórficas como as plutônicas estão expostas atualmente pela ação combinada das forças geológicas internas que, entre outras coisas, são responsáveis pelo soerguimento das cadeias montanhosas (Cap. 6), e das forças geológicas externas, como a erosão, que contribui para o desgaste das montanhas, com a exposição de rochas cada vez mais profundas (Cap. 2).

Essas mesmas forças geológicas são responsáveis pela colocação, por sobre os continentes, de segmentos da crosta oceânica chamados de ofiolitos e pela exposição na superfície continental de partes da crosta continental profunda, expondo na horizontal seções que anteriormente ficavam na vertical. Observações diretas desses fragmentos crustais permitem a verificação dos modelos sísmicos.

A **crosta continental** apresenta espessura muito variável, desde cerca de 30-40 km nas regiões sismicamente estáveis mais antigas (os **crátons**) até 60-80 km nas cadeias de montanhas, tais como os Himalaias na Ásia e os Andes da América do Sul. A evidência sísmica mostra que, em algumas regiões cratônicas, a crosta continental está dividida em duas partes maiores pela **descontinuidade de Conrad** que assinala um ligeiro aumento das velocidades sísmicas com a profundida-

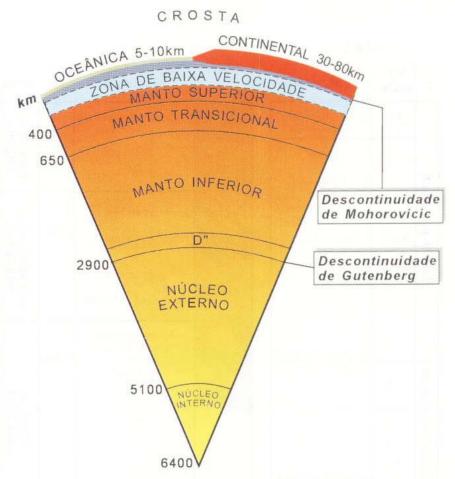



Fig. 5.1 Estrutura interna da Terra: o modelo clássico de primeira ordem, em camadas concêntricas, obtido a partir das velocidades das ondas sísmicas. Mantêm-se as divisões na devida escala, exceto para as crostas e a zona de baixa velocidade.

de e que separa, portanto, rochas de densidade menor na crosta superior de rochas de maior densidade na crosta inferior (Fig. 5.2a), enquanto as observações diretas sugerem que uma divisão em três partes pode ser mais adequada (Fig. 5.2b).

O modelo geofísico para a **crosta oceânica** sugere a presença de três camadas de rochas sobre o manto (Fig. 5.3a). Programas de sondagens do assoalho oceânico incluíram alguns furos mais profundos que penetraram até em torno de 1,5 km, permitindo, assim, a verificação direta de parte do modelo geofísico. A camada superior (camada 1), mais fina, apresenta velocidades sísmicas baixíssimas e é composta predominantemente por sedimentos inconsolidados. A camada intermediária (camada 2), de velocidades sísmicas mais altas, inclui rochas vulcânicas máficas (relativamente ricas em minerais que contêm magnésio e ferro) no topo e diques subvulcânicos máficos na base. Infere-se que a camada inferior (camada 3) deve ser composta por rochas plutônicas predominantemente máficas. Abaixo da camada 3, ocorre o manto superior, às vezes denominado de camada 4. Confirma-se essa inferência nos ofiolitos (Fig. 5.3b), que demonstram que a camada 3 é formada por rochas intrusivas máficas a ultramáficas, muito ricas em minerais de magnésio e ferro. Há ampla variação das espessuras das camadas e, conseqüentemente, da espessura total da crosta oceânica. Enquanto a crosta oceânica média apresenta espessura total em torno de 7,5 km, no Oeste do Oceano Pacífico encontram-se alguns platôs oceânicos nos quais a espessura da crosta oceânica alcança de três a quatro vezes a espessura média.

5.2.2 O Manto

O **manto superior** situa-se abaixo da descontinuidade de Mohorovicic até a primeira das descontinuidades mantélicas abruptas, que se manifesta a uma profundidade de cerca de 400 km (Fig. 5.1). No manto superior, a densidade, geralmente expressa em valores para pressão zero ρ_0, varia desde

Fig.5.2 (a) Estrutura da crosta continental em regiões cratônicas ou escudos – regiões que permaneceram geologicamente estáveis durante longos períodos de tempo até os dias de hoje - sugerida pelas velocidades das ondas P, onde se nota a separação em duas partes sísmicas pela descontinuidade de Conrad em crosta superior, com rochas de V_p menores, e crosta inferior, com rochas de V_p maiores.

(b) Estrutura da crosta continental sugerida pelas observações de seções crustais expostas. Nota-se a divisão em três partes petrologicamente diferentes. É importante notar a presença das rochas ígneas máficas e ultramáficas na mesozona e na catazona, demonstrando a contribuição da intrusão de rochas ígneas à formação da crosta continental. A sismologia dificilmente distingue as rochas máficas ígneas das máficas metamórficas (anfibolitos).

3,2 g/cm³ no topo até em torno de 3,6 - 3,7 g/cm³ a 400 km. Dentre as rochas terrestres conhecidas, são as ultramáficas ricas em olivina magnesiana (Mg_2SiO_4) e os piroxênios ($MgSiO_3$ e $CaMgSi_2O_6$) que apresentam densidades adequadas a estes parâmetros (Tabela 5.1). Entre o Moho e ~400 km de profundidade, a velocidade de propagação das ondas sísmicas nas regiões oceânicas e em partes das regiões continentais sofre uma ligeira diminuição com aumento da profundidade. Essa zona ou camada recebe a denominação de **zona de baixa velocidade.**

Um controle adicional sobre a provável composição do manto superior é dado pelas rochas máficas observadas na superfície terrestre, cuja origem se dá predominantemente ali. A petrologia experimental demonstra que, para o manto superior poder produzir estas rochas máficas, as rochas nele presentes são, com maior probabilidade, o **peridotito** (olivina + piroxênio) ou o **eclogito** (granada + piroxênio). As densidades dos minerais presentes e as velocidades V_p nas rochas são apresentadas na Tabela 5.1.

As rochas se fundem ao longo de um determinado intervalo de temperatura, uma vez que são compostas por vários minerais que possuem, por sua vez, faixas de temperaturas de fusão diferentes. A temperatura do início de fusão – o primeiro aparecimento de líquido – determina o *solidus* da rocha, que depende da pressão vigente, entre outros fatores (Quadro 5.1 e Fig.5.1). A curva do *solidus* da rocha peridotito aumenta de modo não linear com o aumento da pressão e da profundidade na Terra. A temperatura, outro parâmetro importante, também aumenta de maneira não linear, acompanhando o aumento da profundidade. Chama-se de **geoterma** a curva que relaciona a temperatura vigente a uma determinada profundidade no interior da Terra.

É possível experimentalmente comparar os prováveis formatos da curva do *solidus* e da geoterma (Fig. 5.5). Verifica-se que a temperatura do *solidus* é superior à da geoterma sob pressões baixas e altas. Nessa situação o manto permanece sólido. Por outro lado, se a temperatura da geoterma excede a do *solidus*, o manto deve ficar incipientemente fundido, num intervalo de profundidade que corresponde, aproximadamente, à **zona de baixa velocidade** definida pelas propriedades sísmicas. Estima-se que a quantidade de líquido presente nesta zona seja pequena, em torno de 2 % no máximo. Essa quantidade de líquido, no entanto, é suficiente para tornar o manto mais plástico e mole do que o manto sobrejacente quando se considera a escala do tempo geológico.

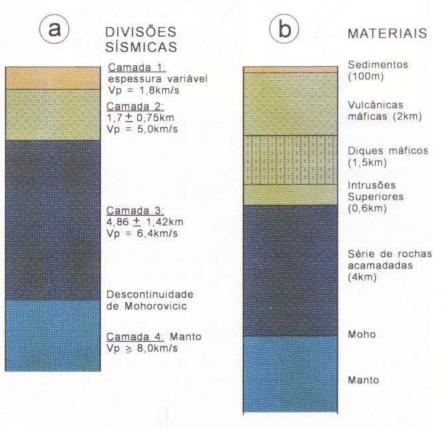



Fig. 5.3 (a) Estrutura média da crosta oceânica sugerida pela velocidade das ondas P, com base em diversas perfilagens sísmicas (Raitt, 1963). Nota-se a grande variação de espessuras das camadas. A partir das velocidades observadas, é possível propor que a camada 1 compõe-se de sedimentos, a camada 2, de rochas vulcânicas porosas com proporção pequena de sedimentos, a camada 3, de rochas máficas maciças e a camada 4, de rochas ultramáficas.
(b) Estrutura da crosta oceânica observada no ofiolito de Omã, Golfo Pérsico (Lippard et al., 1987). Nota-se que, embora haja correspondência entre as composições das camadas superiores, nos ofiolitos é possível distinguir rochas vulcânicas maciças de rochas plutônicas, com e sem estruturas de acamamento. Mesmo que apareçam rochas ultramáficas na série acamadada, é possível distingui-las das ultramáficas do manto pelo fato daquelas serem não deformadas e claramente associadas à série acamadada, enquanto estas são deformadas e metamorfisadas, e suas composições possuem relações apenas muito indiretas com a série acamadada.

5.1 Produtos minerais em laboratório

A **petrologia experimental** representa uma ferramenta de estudo muito importante para a investigação das partes mais profundas e inacessíveis da Terra. Através de equipamentos especiais, nos quais alcançam-se altas pressões e temperaturas correspondentes às condições vigentes desde a crosta até o núcleo externo, estudam-se pequenas cargas experimentais cujas composições iniciais são conhecidas. Investigam-se os produtos formados após cada experiência, conduzida a um determinado valor de temperatura e de pressão, e subseqüentemente resfriada rapidamente até a temperatura ambiental. Assim, identificam-se os minerais estáveis presentes e a presença ou ausência de vidro (que representa o líquido fundido porventura formado à temperatura da experiência) a cada faixa de pressão e temperatura. A figura 5.4b apresenta, esquematicamente, os resultados de experiências destinadas à determinação do início de fusão (ou a **curva do *solidus*)** de determinada rocha.

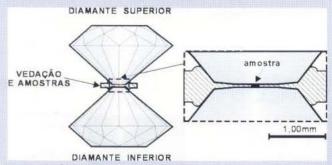



Fig. 5.4a À esquerda, as peças críticas da cela de diamante, para alcançar pressões ultrafortes, da ordem de 1 Mb, equivalente à pressão vigente dentro do núcleo externo. A escala refere-se a essa parte do diagrama. Os diamantes são colocados numa prensa de alta pressão e, devido a sua forma cônica, agem como ampliadores de pressão. A amostra, muito pequena (à direita), é aquecida por raio laser e alcança temperaturas da ordem dos 2.000°C. Pressões mais modestas são alcançadas em equipamentos diferentes, que podem utilizar cargas experimentais maiores. **Fonte:** Sial & McReath, 1984.

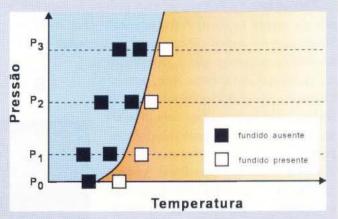



Fig. 5. 4b Gráfico esquemático dos resultados de experiências destinadas a determinar a curva do *solidus* de uma determinada rocha. A presença de vidro na amostra quando fria implica que líquido esteve presente na carga no momento da experiência a alta temperatura.

5.2 Rochas vulcânicas como sondas naturais

Outro meio indireto de estudar a possível composição das camadas internas do planeta é através dos fragmentos arrancados pelo magma (líquido quente produzido pela fusão parcial de rochas) das paredes do conduto magmático pelo qual o magma ascende. O magma transporta os fragmentos até a superfície, onde se solidifica para formar rocha vulcânica. Por serem, de modo geral, muito diferentes das rochas que os hospedam, os fragmentos chamam-se de **xenólitos** (rochas estranhas). Também são chamados de **nódulos** pelo formato geralmente subesférico. Dentre as informações que o estudo detalhado de determinado fragmento pode fornecer, podemos citar a pressão de sua origem e, conseqüentemente, em que camada terrestre - crosta, manto - ele foi originado. Alguns tipos muito especiais e exóticos de rochas vulcânicas (por exemplo, os **kimberlitos**) são portadores de diamantes, cuja pressão mínima de formação corresponde a várias dezenas de km, portanto, dentro do manto. Muitas vezes, os diamantes contêm pequenas inclusões de minerais que podem representar os minerais presentes no manto na região de formação dos diamantes. As rochas vulcânicas representam, portanto, sondas naturais da crosta e de parte do manto superior. Vários tipos de nódulos ultramáficos são encontrados em rochas vulcânicas, incluindo-se peridotito e eclogito, esperados a partir dos dados sísmicos. Comparativamente, os nódulos peridotíticos são mais abundantes que os eclogíticos. A diversidade dos nódulos demonstra que o manto superior deve ser heterogêneo composicionalmente.

Ao descer através da crosta e do topo do manto superior, portanto, passamos de uma parte **rígida**, acima da zona de baixa velocidade, para uma parte **plástica** dentro da zona de baixa velocidade. A parte rígida que inclui crosta e parte do manto é denominada **litosfera**, enquanto a parte **dúctil** é denominada **astenosfera**. Na **mesosfera** abaixo da zona de baixa velocidade, o manto, a despeito de sua mais alta temperatura, que poderia torná-lo mais plástico, está submetido a uma pressão mais alta, o que faz com que seja novamente pouco plástico e totalmente sólido.

A geofísica revela que numa zona de transição no intervalo de aproximadamente 400 a 650 km (Fig. 5.5) há algumas descontinuidades, caracterizadas por pequenos aumentos de densidade nítidos ou gradativos que podem ser causados por mudanças na composição química do manto para uma composição em que um ou outro elemento de maior peso atômico (por exemplo, o ferro) começa a predominar sobre os outros elementos de menor peso atômico (por exemplo, o magnésio). Igualmente, a composição química pode ser mantida, e os minerais mudam de estruturas cristalinas menos densas sob as pressões relativamente menores

Fig. 5.5 Diagrama esquemático mostrando os formatos da geoterma e do *solidus* de peridotito, e a faixa de pressões (P_1 a P_2) onde deve ocorrer a fusão parcial (em laranja). Na prática, o topo dessa zona de baixa velocidade deve ocorrer em torno de 75 km de profundidade sob os oceanos, e a 150-200 km sob os continentes. A espessura da zona de baixa velocidade deve alcançar em torno de 200 km abaixo dos oceanos.

do manto superior para estruturas mais densas devido às pressões maiores do topo do manto inferior, através de transformações polimórficas ou reações de decomposição promovidas pela pressão sempre crescente quanto maior for a profundidade terrestre.

Através da petrologia experimental, demonstra-se que, nesse intervalo de grande profundidade, os minerais presentes no topo do manto superior tornam-se instáveis e são substituídos por outros mais densos. Por exemplo, a olivina magnesiana transforma-se sucessivamente a ~400 km e a ~500 km em polimorfos β e γ, respectivamente, que mantêm a fórmula $(Mg, Fe)_2SiO_4$, porém adotam estruturas mais densas, com menor espaço livre entre os íons constituintes. No mesmo intervalo, os piroxênios também adotam estruturas mais densas. A ~650 km, a fase olivina-γ decompõe-se, formando $(Mg,Fe)O$ e $(Mg, Fe)SiO_3$ com estrutura densa, adotada também pelos piroxênios. Todas as transformações citadas são acompanhadas por aumentos das densidades e das velocidades de propagação das ondas sísmicas, praticamente idênticos aos aumentos observados sismicamente.

Acredita-se que, desde ~650 km até em torno de 100-300 km da descontinuidade de Gutenberg a 2.900 km de profundidade (Fig. 5.1), o manto inferior seja composto predominantemente por silicatos ferromagnesianos com estrutura densa e, em menor

Tabela 5.1 Densidade de alguns minerais e velocidades de ondas primárias em algumas rochas

Mineral	**Densidade, g/cm³**
Quartzo	2,65
Feldspato potássico	2,57
Plagioclásio	2,64
Olivina magnesiana	3,3
Clinopiroxênio	3,3
Ortopiroxênio	3,4
Granada	3,6
Rocha	**V_p (km/s)**
Granito	6
Gabro	7
Peridotito	8

Os três primeiros minerais são os constituintes essenciais do granito, rocha comum na crosta continental. A olivina magnesiana e o clinopiroxênio são minerais essenciais dos gabros, que formam parte importante da crosta oceânica. Esses dois minerais, mais o ortopiroxênio e a granada, compõem o peridotito.

quantidade, por silicatos cálcio-aluminosos também densos, bem como óxidos de magnésio, ferro e alumínio. Tendo em vista o grande volume do manto inferior, a perovskita ferromagnesiana, mineral muito incomum nas rochas crustais, deve ser o silicato mais abundante da Terra.

Nesse intervalo de ~650 a ~2.600-2.800 km, a densidade ρ_0 deve aumentar desde cerca de 4,0 g/cm³ até perto dos 5,0 g/cm³. Estudos recentes e ainda controversos sugerem que pode haver heterogeneidades importantes no manto inferior, conduzindo à presença de domínios químicos distintos separados por uma superfície bastante irregular, cuja profundidade pode variar desde 1.600 km até a descontinuidade de Gutenberg.

A zona entre 2.600 e 2.900 km, aproximadamente, apresenta propriedades sísmicas anômalas e variáveis. Junto à zona de baixa velocidade, essa zona inferior do manto, denominada de D", revela uma diminuição das velocidades sísmicas com aumento de profundidade. A origem e natureza da zona D" é ainda especulativa. Pode ser uma zona herdada da época da aglutinação da Terra (embora seja difícil imaginar como ficou preservada durante as fortes segregações internas que ocorreram), pode representar uma zona onde se acumulam bolsões de material gerado anteriormente a profundidades bem menores e em vias de reciclagem dentro da Terra,pode incluir material liberado do núcleo, ou pode representar material do manto inferior, decomposto para a forma de óxidos densos. Estudos recentes demonstram que essa zona pode ter superfícies superior e inferior irregulares, e que as partes mais espessas podem acumular-se em volumes cujos tamanhos assemelham-se aos dos continentes na crosta.

5.2.3 O Núcleo

Os aumentos da densidade e da velocidade V_p, ao atravessarem a descontinuidade de Gutenberg, são muito grandes e não podem ser gerados por transformações polimórficas dos materiais que compõem o manto inferior. As densidades calculadas para o núcleo terrestre deixam poucas dúvidas de que seja composto predominantemente por uma liga metálica de ferro e níquel, hipótese corroborada pela planetologia comparada e pelo estudo de meteoritos. Entretanto, a densidade ρ_0 calculada para o núcleo externo na descontinuidade de Gutenberg é um pouco menor do que 10 g/cm³, inferior à densidade de 11,5 g/cm³ determinada para essas ligas. Conseqüentemente, acredita-se que a liga deva incorporar algum elemento de número atômico baixo, cuja presença resulta numa diminuição da densidade. Os candidatos já sugeridos são vários, como hidrogênio, oxigênio, sódio, magnésio, enxofre. O núcleo interno, sólido, deve ser composto pela liga ferro-níquel, uma vez que sua densidade corresponde à densidade calculada. O núcleo interno deve crescer lentamente pela solidificação do núcleo externo. Estudos recentes sugerem que o núcleo interno assemelha-se a um enorme cristal anisotrópico que permite uma velocidade ligeiramente maior às ondas sísmicas propagadas na direção N-S. O núcleo interno gira com velocidade maior que a do resto do planeta, o que sugere que numa época anterior todo planeta girava com maior rapidez. Por estar isolado mecanicamente do resto do planeta pelo núcleo externo líquido, o núcleo interno mantém sua velocidade.

5.3 O Calor do Interior da Terra

5.3.1 Origem do calor dos corpos do Sistema Solar

Como visto no Cap. 1, os corpos do Sistema Solar, desde os meteoritos até os grandes planetas, foram formados pela agregação de condensados do material original, em processo chamado de acresção. A energia cinética do impacto dos fragmentos acretados acabou se transformando em calor, que elevou a temperatura do corpo alvo.

Uma segunda fonte de energia térmica foram emissões de átomos radioativos que constituíram a matéria-prima original – a energia de partículas ou fótons também se transforma em calor. Isótopos de meia vida curta tiveram papel importante no início, mas são os isótopos radioativos de elementos como o urânio, o tório, o rádio e o potássio, com meias vidas da mesma ordem que a idade do Sistema Solar, que contribuem significativamente para manter funcionando as **máquinas térmicas** responsáveis pela **dinâmica interna** dos planetas.

O calor gerado em ambos os processos depende da quantidade de material e, portanto, do volume do corpo; os corpos maiores, como os planetas, devem ter gerado maior quantidade de calor. Por outro lado, parte do calor do interior do corpo, chegando à superfície, pode ser irradiada para o espaço. Esta perda de calor é portanto proporcional à superfície do corpo.

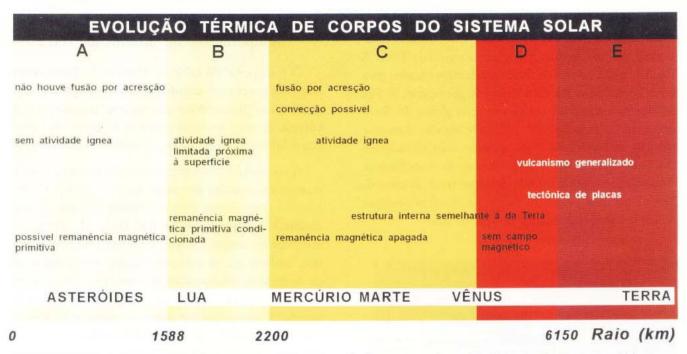



Fig. 5.6 A relação entre o tamanho do corpo planetário e alguns fenômenos que dependem de sua evolução térmica. Vulcanismo, a erupção na superfície de magma gerado por fusão parcial dentro do corpo planetário, é discutido no Cap. 17. A Tectônica de Placas corresponde, essencialmente, aos movimentos dos segmentos da litosfera e é discutida no Cap. 6.

Concluímos então que o calor produzido em um corpo do Sistema Solar é proporcional a seu volume, enquanto que o calor que perdeu por irradiação é proporcional a sua superfície. Um corpo esférico de raio R conseguiria portanto reter quantidade de calor proporcional ao quociente entre R^3 e R^2, portanto proporcional a R. Ou seja, os corpos maiores retiveram grande quantidade de calor, tendo sido capazes de desenvolver processos mais complexos, enquanto que os corpos menores perderam praticamente todo o seu calor por irradiação. Outros fatores, como o grau de oxidação do material acretado, que variou com a distância ao Sol, também devem ter sido importantes para a diferenciação dos planetas.

A Fig. 5.6 ilustra diferentes fenômenos que ocorreram para asteróides, a Lua e os planetas terrestres, em função do seu tamanho, ou seja, da energia térmica disponível.

5.3.2 O fluxo de calor do interior da Terra

A radiação solar é a maior responsável pelos fenômenos que ocorrem na superfície da Terra e na atmosfera. Entretanto, a poucas dezenas de centímetros de profundidade da superfície, seus efeitos diretos sobre a temperatura terrestre são praticamente desprezíveis e o aumento de temperatura que sentimos ao descermos no interior de uma mina, por exemplo, é somente devido ao **fluxo de calor** do interior da Terra.

O **fluxo geotérmico** total corresponde a uma energia de $1{,}4 \times 10^{21}$ joules por ano, que é muito maior do que outras perdas de energia da Terra, como aquela da desaceleração da rotação pela ação das marés (10^{20} joules por ano) ou como a energia liberada pelos terremotos (10^{19} joules por ano). A energia para processos como a movimentação essencialmente horizontal da litosfera por sobre a astenosfera (Cap. 6) e a geração do campo geomagnético deve provir, portanto, do calor da Terra.

O fluxo geotérmico através de uma camada da Terra é definido como o produto da **variação da temperatura com a profundidade (gradiente geotérmico),** pela **condutividade térmica** das rochas daquela camada. Para medi-lo, é necessário, portanto, conhecer as variações de temperatura.

O conhecimento das variações da temperatura com a profundidade é, entretanto, precário quando comparado, por exemplo, com variações de densidade e de parâmetros elásticos, obtidos da sismologia. A razão é que as temperaturas somente são conhecidas próximas à superfície da Terra, medidas em furos de sondagem ou no interior de minas. A condutividade térmica também é medida experimentalmente com rochas próximas à superfície e os valores para maiores profundidades acabam sendo inferidos a partir de outras propriedades físicas obtidas principalmente da sismologia.

Dependendo da composição, idade e natureza do material da litosfera e dos processos que ocorrem abaixo dela, o fluxo de calor varia com a região da Terra. A Fig. 5.7 ilustra valores de fluxo geotérmico obtidos para áreas com diferentes características geológicas. A Fig. 5.8 ilustra um modelo de distribuição global do fluxo geotérmico, proposto em 1993. De acordo com este modelo, as regiões de fluxo térmico mais elevado estão associadas ao sistema de dorsais meso-oceânicas. Aproximadamente a metade do fluxo total de calor da Terra é perdida no resfriamento de litosfera oceânica de idade cenozóica (menor do que 65 Ma).

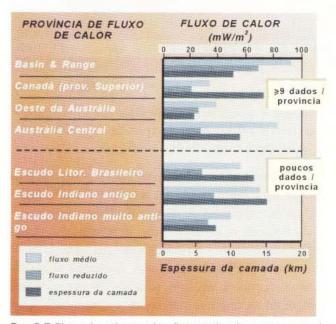



Fig. 5.7 Fluxo de calor médio, fluxo reduzido e espessura da camada que produz calor através de radioatividade em várias províncias de fluxo de calor, segundo Vitorello & Pollack (1980). O fluxo de calor médio é a média de medições em cada área. O fluxo de calor reduzido é o fluxo constante que vem do manto e crosta inferior, passando através da crosta superior. A espessura da camada é a espessura efetiva da crosta superior. Os exemplos incluem: (i) regiões com forte fluxo de calor, medido e reduzido. O exemplo da província Basin e Range é do Oeste dos EUA, numa região em que a crosta está bastante recortada por falhas e onde há vulcanismo recente; (ii) regiões com forte fluxo de calor medido e baixo fluxo de calor reduzido, com crosta superior bastante espessa; os exemplos são da Austrália central e do Escudo Indiano antigo, com rochas relativamente antigas; (iii) regiões de fluxos de calor reduzidos, com crosta superior de espessura variável; os exemplos são do Canadá, do Escudo Indiano muito antigo e do Oeste da Austrália. De um modo geral, o fluxo de calor, medido ou efetivo, tende a diminuir com aumento da idade geológica da área. O escudo litorâneo brasileiro apresenta características térmicas condizentes com sua situação geológica e idade, não muito antiga.

5.3.3 O transporte de calor e as temperaturas no interior da Terra

O transporte de calor no interior da Terra ocorre por dois processos: **condução** e **convecção**. A condução é um processo mais lento, com transferência de energia de uma molécula para as vizinhas. Acontece nos sólidos e, por isso, é importante na crosta e litosfera.

A convecção é um processo mais rápido e eficiente, com movimento de massa, que ocorre nos fluidos, quando o gradiente térmico excede um certo valor, chamado de **gradiente adiabático**. A convecção acontece no núcleo externo e também no manto porque, embora ele se comporte como sólido na escala de tempo da propagação de ondas sísmicas, numa escala de tempo geológico, comporta-se como um líquido. A convecção no manto é essencial para explicar o movimento de placas tectônicas. No núcleo externo, é a convecção que provoca movimentos radiais do fluido condutor, permitindo a ação das forças de Coriolis, essenciais para a geração do **campo magnético terrestre**.

Nosso conhecimento direto sobre a temperatura limita-se aos dados obtidos em furos de sondagem na crosta, onde a variação da temperatura com a profundidade (gradiente térmico) alcança de 30 a 40°C por quilômetro. É claro que, se estes gradientes continuassem com o mesmo valor para o interior da Terra, as temperaturas próximas ao centro seriam tão altas que todo o material estaria fundido. A sismologia informa contudo que o núcleo interno é sólido.

Reunindo dados sobre densidade, parâmetros elásticos e limites entre diferentes fases, através da sismologia, variações do campo magnético da Terra e informações sobre seu mecanismo de geração, do geomagnetismo, a distribuição de densidades, a variação da pressão e a massa total da Terra e a possível distribuição de materiais radioativos, com os valores de fluxo térmico, elaboraram-se modelos de variação da temperatura no interior do planeta.

A Fig. 5.9 mostra a curva proposta por um desses modelos, indicando a variação da temperatura com a profundidade (geoterma). É mostrada também a curva de variação da temperatura de fusão do material com a profundidade. A temperatura de fusão muda com o tipo de material, como na interface manto-núcleo, mas muda também com a pressão, como ilustrado na interface núcleo externo-núcleo interno.

0 40 60 85 120 180 240 350

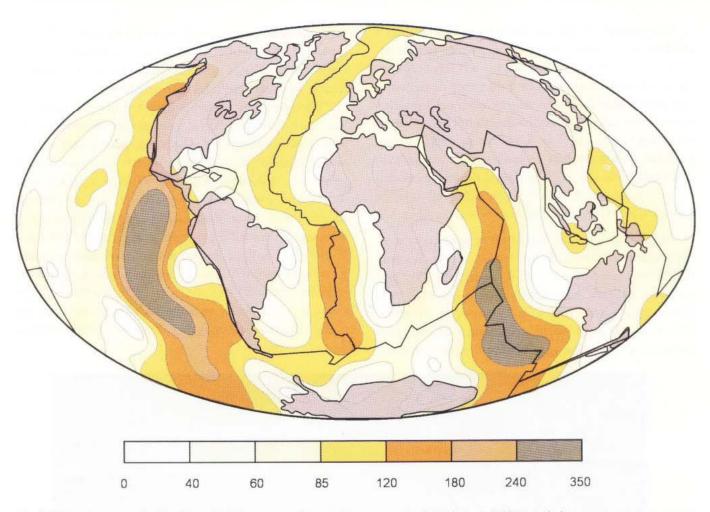



Fig. 5.8 Distribuição global do fluxo de calor na superfície da Terra, segundo Pollack et al. (1993). As linhas contínuas representam os limites de segmentos da parte superior terrestre (Cap. 6) que incluem as dorsais meso-oceânicas, compostas por vulcões submarinos ativos ou recentemente ativos. Os fluxos de calor mais intensos (em marrom) associam-se a essas dorsais, enquanto as partes mais frias (em branco, em regiões oceânicas nas proximidades dos continentes) concentram-se nos continentes.

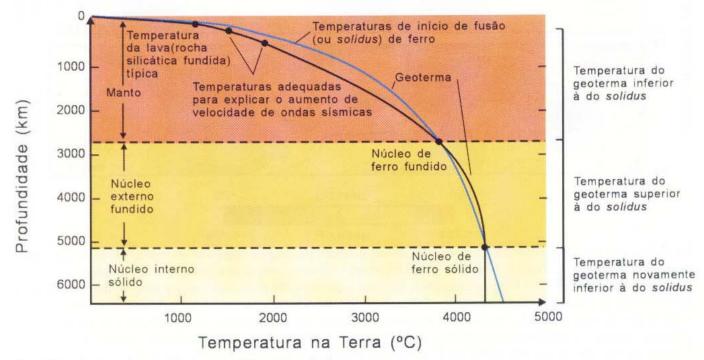



Fig. 5.9 A relação entre a geoterma e o *solidus* de liga de ferro.

É importante notar que ainda há muitas dúvidas a respeito dos valores absolutos das temperaturas vigentes nas partes mais profundas da Terra. Assim, estudos recentes sugerem que a diferença de temperatura entre a base do manto inferior e o topo do núcleo externo (ou seja, na interface manto-núcleo) pode ficar na casa de centenas de °C até talvez 1.500°C. Esse aumento de temperatura é rápido e deve ser acomodado pela zona D". A temperatura dentro do núcleo externo pode ser da ordem de 6.000°C, ou seja, de 1.000 a 1.500°C mais quente que indicado na Fig. 5.9.

Acredita-se que o núcleo esteja se resfriando, com conseqüente aumento do volume do núcleo interno. Calculou-se que um aumento da ordem de $25m^3$ por segundo, embora imperceptível para detecção pela Sismologia, poderia liberar $2x10^{11}$ watts, na forma de calor latente de solidificação, que seriam suficientes para manter o dínamo que gera o campo geomagnético.

Atualmente, com a rede mundial composta de centenas de estações sismológicas distribuídas pelos continentes e ilhas, é possível estudar como cada estação recebe as ondas emitidas por milhares de terremotos, que ocorrem predominantemente em determinadas faixas muito ativas. Aplicando-se os princípios da tomografia, utilizada na Medicina, para a análise, obtêm-se distribuições tridimensionais das velocidades, mostrando que, além das variações com a profundidade, existem consideráveis variações laterais no material do interior da Terra. Para ilustrar estas diferenças, a Fig. 5.10, de um trabalho pioneiro publicado em 1984 por Woodhouse & Dziewonski, mostra anomalias no manto superior, até 670 km de profundidade, e no manto inferior, entre 670 e 2.890 km. A figura mostra, por exemplo, velocidades sísmicas anomalamente altas em regiões do manto abaixo de continentes como América do Sul e África.

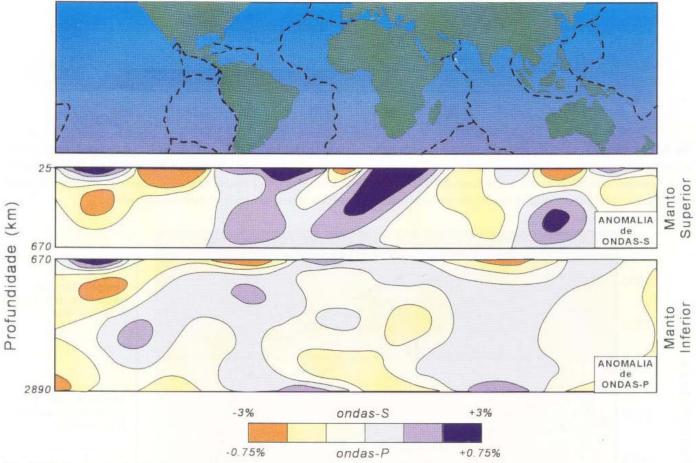



Fig. 5.10 Mapa da distribuição dos continentes (superior) e seções sísmicas tomográficas do manto em perfis equatoriais para ondas S no manto superior (intermediário) , e para ondas P no manto inferior (inferior), segundo um estudo pioneiro de Woodhouse e Dziewonski (1984). A linha tracejada no mapa superior indica as dorsais meso-oceânicas (Fig. 5.8). Material que transmite as ondas sísmicas com maior velocidade, portanto mais denso e mais frio, é representado em roxo. Esse material deve afundar através do material menos denso ao seu redor. Em contrapartida, o material com velocidades sísmicas menores, portanto menos denso e mais quente, representado em vermelho, deve estar em ascensão. Os braços ascendentes e descendentes constituem partes de células de convecção de material dentro da terra, em que o calor interno circula pelo transporte de material. Nota-se que, nesse estudo, não há sempre uma correspondência perfeita entre as secções de 25 a 670 km e de 670 a 2.890 km.

A interpretação dos resultados da **tomografia sísmica** relaciona as zonas com velocidades sísmicas maiores que a normal com zonas mais densas e mais frias, enquanto as zonas com velocidades sísmicas menores são zonas com rochas menos densas e mais quentes. Essas situações são instáveis: o material mais denso tende a afundar, enquanto o menos denso tende a boiar. Através do **modelamento numérico*** dessas situações, é possível demonstrar que o material mais frio pode constituir verdadeiras avalanches muito lentas dentro do manto, que afundam desde o nível crustal até o manto transicional ou mesmo até a descontinuidade de Gutenberg. Além disso, deve haver ressurgências de material quente e menos denso, ascendendo desde a descontinuidade de Gutenberg, em direção à superfície. Portanto, assim como a litosfera está em movimento essencialmente lateral (Cap. 7), o interior da Terra contém celas de convecção em que o material está em movimento essencialmente vertical.

* Técnica em que se utilizam equações que relacionam variáveis conhecidas para determinar os valores de variáveis desconhecidas.

5.3 Modelos de circulação do material

Atualmente, a maior parte dos estudiosos da Terra e seu interior considera que o modelo clássico da Terra em camadas é suficiente para descrever sua estrutura grossa apenas. Quanto mais se investigam os detalhes, mais se percebe que, superposta a essa estrutura grossa, há outra muito dinâmica, em que os materiais que compõem as camadas estão em movimento. Em determinadas partes da Terra, esse movimento restringe-se a uma determinada camada, como, por exemplo, o manto superior. Por outro lado, em outras partes, os movimentos podem abranger todo manto, desde o superior até a zona D''. Esses movimentos têm como origem a presença de material mais frio e mais denso, que tende a afundar, e de material mais quente e mais leve, que tende a ascender. Os movimentos são lentos, e as distâncias, grandes. A circulação de material dentro das celas que abrangem todo o manto demora centenas de milhões de anos.

A Fig. 5.11 mostra uma simulação da situação atual dentro da Terra. Material frio em azul (Fig. 5.11a) está afundando ou já afundou até a descontinuidade de Gutenberg. Por outro lado, material quente em vermelho (Fig. 5.11b) também ascende a partir da interface manto-núcleo em zonas que na superfície terrestre correspondem, aproximadamente, a regiões grandes de ilhas oceânicas vulcânicas ativas, tais como as partes centrais do Oceanos Pacífico e Atlântico.

Fig. 5.11 Resultados de simulações por computador da circulação de materiais frio (a) e quente (b) dentro do manto. Fonte: Paul Tackley, California Inst. Technol.

Leituras recomendadas

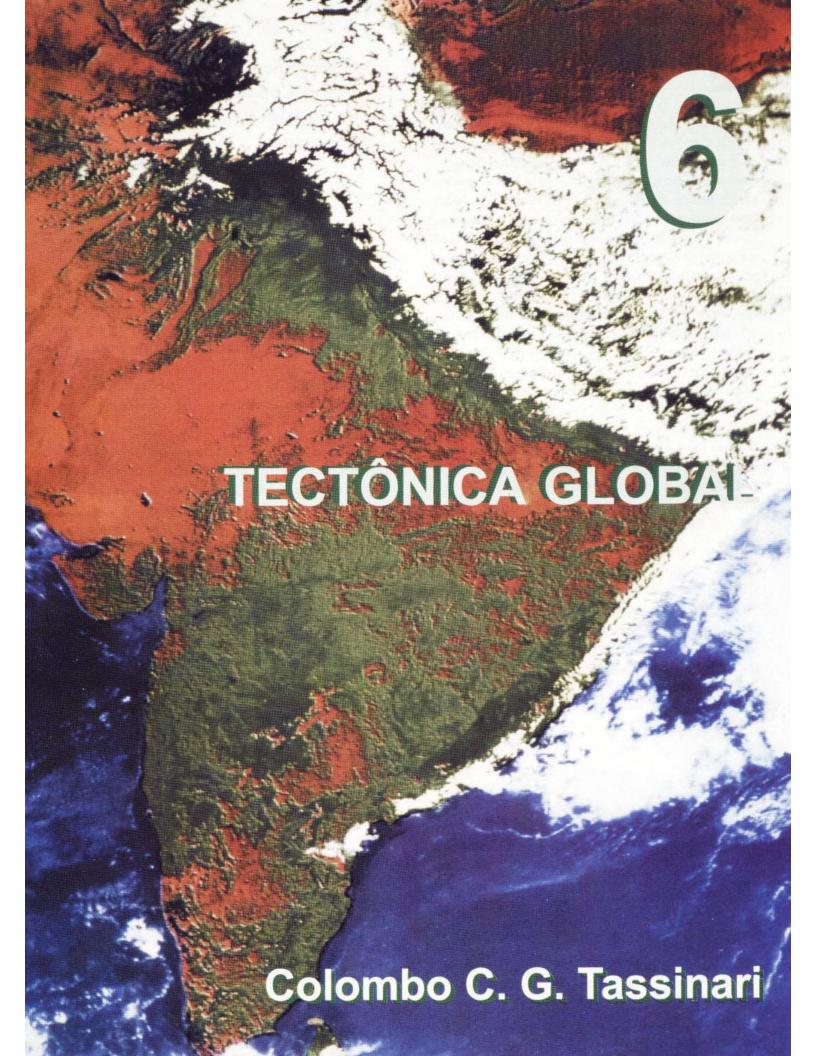
ASSUMPÇÃO, M. S. *Terremotos no Brasil* . Ciência Hoje. Rio de Janeiro: SBPC, 1983.

JEANLOZ, R. & LAY, T. *The Core-Mantle Boundary*. Nova York: Scientific American Publishing, 1993.

LAY, T. & WILLIAMS, Q. *Dynamics of Earth's Interior.* Geotimes. Alexandria, VA, EUA: American Geological Institute, November, 1998.

PACCA, I. G. *O Interior da Terra.* Ciência Hoje. Rio de Janeiro: SBPC, 1983.

POWELL, C.S. *Peering Inward.* Nova York: Scientific American Publishing, 1991.

6
TECTÔNICA GLOBAL
Colombo C. G. Tassinari

A Terra é um planeta dinâmico. Se fosse fotografada do espaço a cada século, desde a sua formação até hoje, e estas fotos compusessem um filme, o que veríamos seria um planeta azul se contorcendo com os continentes ora colidindo, ora se afastando entre si. Atualmente, acreditamos que a litosfera terrestre é fragmentada em cerca de uma dúzia de placas, que se movem por razões não muito bem compreendidas, mas cujo motor situa-se no manto. Placas são originadas nas dorsais meso-oceânicas e ao se chocarem provocam o mergulho da placa mais densa sob a outra e o seu conseqüente retorno ao manto. A constatação da existência das placas tectônicas deu uma nova roupagem às antigas idéias de Deriva Continental, explicando satisfatoriamente muitas das grandes feições geológicas da Terra, como as grandes cordilheiras de montanhas, como os Andes, e respondendo a questões, por exemplo, sobre as concentrações dos sismos e vulcões atuais ou sobre as rochas que já estiveram no fundo dos oceanos e estão hoje no topo de grandes cadeias montanhosas, como nos Himalaias. A Tectônica Global ou Tectônica de Placas é a chave para a compreensão da história geológica da Terra e de como será o futuro do planeta em que vivemos.

Neste capítulo será mostrado um breve histórico do desenvolvimento da Teoria da Deriva Continental até chegar à moderna Tectônica de Placas. Também serão enfatizados aspectos sobre a constituição das placas tectônicas, as causas de seus movimentos, bem como as feições fisiográficas e os produtos gerados a partir da dinâmica destas placas. Além disso serão discutidos os mecanismos de crescimento dos continentes e a movimentação das massas continentais através do tempo geológico.

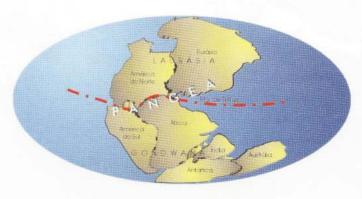



Fig. 6.1 **Pangea** e sua divisão em dois continentes, **Laurásia** a norte e **Gondwana** a sul, pelo Mar de Tethys.

6.1 O Surgimento da Teoria da Deriva Continental: o embrião de uma revolução nas ciências geológicas

A teoria da Tectônica de Placas – que revolucionou as Geociências assim como a teoria da Origem das Espécies modificou as Biociências e as teorias da Relatividade e da Gravitação Universal mudaram os conceitos da Física – nasceu quando surgiram os primeiros mapas das linhas das costas atlânticas da América do Sul e da África. Em 1620, Francis Bacon, filósofo inglês, apontou o perfeito encaixe entre estas duas costas e levantou a hipótese, pela primeira vez historicamente registrada, de que estes continentes estiveram unidos no passado. Nos séculos que se seguiram, esta idéia foi diversas vezes retomada, porém raramente com argumentações científicas que lhe dessem suporte teórico.

A origem da teoria da Tectônica de Placas ocorreu no início do século XX com as idéias visionárias e pouco convencionais para a época do cientista alemão Alfred Wegener, que se dedicava a estudos meteorológicos, astronômicos, geofísicos e paleontológicos, entre outros assuntos. Wegener passou grandes períodos de sua vida nas regiões geladas da Groenlândia fazendo observações meteorológicas e misturando freqüentemente atividades de pesquisa com aventuras. Entretanto, sua verdadeira paixão era a comprovação de uma idéia, baseada na observação de um mapa-múndi no qual as linhas de costa atlântica atuais da América do Sul e África se encaixariam como um quebra-cabeças gigante, de que todos os continentes poderiam se aglutinar formando um único megacontinente. Para explicar estas coincidências, Wegener imaginou que os continentes poderiam, um dia, terem estado juntos e posteriormente teriam sido separados. Poucas idéias no mundo científico foram tão fantásticas e revolucionárias como esta.

A este supercontinente Wegener denominou **Pangea**, onde Pan significa todo, e Gea, Terra, e considerou que a fragmentação do Pangea teria iniciado há cerca de 220 milhões de anos, durante o Triássico, quando a Terra era habitada por Dinossauros, e teria prosseguido até os dias atuais. O Pangea teria iniciado a sua fragmentação dividindo-se em dois continentes, sendo o setentrional chamado de *Laurásia* e a austral de *Gondwana* (Fig. 6.1).

◄ Imagem de satélite mostrando a cordilheira do Himalaia como resultado da colisão da Índia com a Ásia. NSIDC/SPL/Stock Photos.

Apesar de não ter sido o primeiro nem o único de seu tempo a considerar a existência de movimentos horizontais entre os continentes, Wegener foi o primeiro a pesquisar seriamente a idéia da deriva continental e a influenciar outros pesquisadores. Para isto, procurou evidências que comprovassem sua teoria, além da coincidência entre as linhas de costa atuais dos continentes. Wegener enumerou algumas feições geomorfológicas, como a cadeia de montanhas da Serra do Cabo na África do Sul, de direção leste-oeste, que seria a continuação da Sierra de la Ventana, a qual ocorre com a mesma direção na Argentina, ou ainda um planalto na Costa do Marfim, na África, que teria continuidade no Brasil. Entretanto, as evidências mais impressionantes apresentadas pelo pesquisador foram:

• Presença de fósseis de Glossopteris (tipo de gimnosperma primitiva) em regiões da África e Brasil, cujas ocorrências se correlacionavam perfeitamente, ao se juntarem os continentes.

• Evidências de glaciação, há aproximadamente 300 Ma na região Sudeste do Brasil, Sul da África, Índia, Oeste da Austrália e Antártica. Estas evidências, que incluem a presença de estrias indicativas das direções dos movimentos das antigas geleiras, sugeririam que, naquela época, grandes porções da Terra, situadas no hemisfério sul, estariam cobertas por camadas de gelo (Fig. 6.2a), como as que ocorrem hoje nas regiões polares e, portanto, o planeta estaria submetido a um clima glacial. Caso isto fosse verdade, como explicar a ausência de geleiras no hemisfério norte, ou a presença de grandes florestas tropicais, que teriam dado origem naquela época aos grandes depósitos de carvão? Este aparente paradoxo climático poderia ser facilmente explicado, como mostrado na Fig. 6.2b, se os continentes estivessem juntos há 300 Ma, pois neste caso a distribuição das geleiras estaria restrita a uma calota polar no Sul do planeta, aproximadamente como é hoje.

Em 1915, Wegener reuniu as evidências que encontrou para justificar a teoria da Deriva Continental, o que para ele já seriam provas convincentes, em um livro denominado *A origem dos Continentes e Oceanos*. Entretanto, ele não conseguiu responder a questões fundamentais, como por exemplo: Que forças seriam capazes de mover os imensos blocos continentais? Como uma crosta rígida como a continental deslizaria sobre uma outra crosta rígida como a oceânica, sem que fossem quebradas pelo atrito? Infelizmente naquela época as propriedades plásticas da **astenosfera** não eram ainda conhecidas, o que impediu Wegener de explicar sua teoria. Em virtude destas importantes objeções colocadas principalmente pelos geofísicos, o livro de Wegener não foi considerado sério por grande parte do mundo científico. Com a morte de Wegener, em 1930, a Teoria da Deriva Continental começou a ficar esquecida, não obstante ainda houvesse tentativas de alguns cientistas em buscar provas, que acabaram por descartar a idéia, uma vez que não conseguiam encontrar uma explicação lógica e aceitável do mecanismo capaz de movimentar as imensas massas continentais.

Fig. 6.2 a) Distribuição atual das evidências geológicas de existência de geleiras há 300 Ma. As setas indicam a direção de movimento das geleiras. b) Simulação de como seria a distribuição das geleiras com os continentes juntos, mostrando que estariam restritas a uma calota polar no hemisfério Sul.

6.2 Anos 50: O Ressurgimento da Teoria da Deriva Continental

A chave para explicar a dinâmica da Terra, ao contrário do que muitos cientistas pensavam, não estava nas rochas continentais, mas no fundo dos oceanos. Na década de 1940, durante a Segunda Guerra Mundial, devido às necessidades militares de localização de submarinos no fundo dos mares, foram desenvolvidos equipamentos, como os sonares, que permitiram

traçar mapas detalhados do relevo do fundo oceânico, muito distintos da planície monótona com alguns picos e planaltos isolados que se imaginava na época para o fundo do mar. Surgiram cadeias de montanhas, fendas e **fossas** ou **trincheiras** muito profundas, mostrando um ambiente geologicamente muito mais ativo do que se pensava.

No final dos anos 40 e na década seguinte, expedições constituídas principalmente por pesquisadores das universidades de Columbia e Princeton (EUA) mapearam o fundo do Oceano Atlântico, utilizando novos equipamentos e coletando amostras de rochas. Estes trabalhos permitiram cartografar uma enorme cadeia de montanhas submarinas, denominadas **Dorsal** ou **Cadeia Meso-Oceânica**, que constituíam um sistema contínuo ao longo de toda a Terra, estendendo-se por 84.000 km e apresentando uma largura da ordem de 1.000 km; no eixo destas montanhas constatou-se a presença de vales de 1 a 3km, associado a um sistema de **riftes** (Cap. 19), indicando a presença de um regime tensional. Posteriormente foi constatado que ao longo da cadeia meso-oceânica o **fluxo térmico** era mais elevado que nas áreas contíguas de crosta oceânica, e que esta era uma zona de forte atividade sísmica e vulcânica. Esta cadeia de montanhas emerge na Islândia, onde seus habitantes levam uma vida pacata, mas freqüentemente afetada por sismos e vulcanismo. O mais importante, porém, era que esta dorsal meso-oceânica dividia a crosta submarina em duas partes, podendo representar, portanto, a ruptura ou a cicatriz produzida durante a separação dos continentes. Se assim fosse, a teoria da Deriva Continental poderia ser aceita.

Por outro lado, no final dos anos 50 e início da década de 1960, o surgimento e aperfeiçoamento da geocronologia permitiu a obtenção de importantes informações sobre a idade das rochas do fundo oceânico, onde novamente, ao contrário do que se imaginava na época, a crosta oceânica não era composta pelas rochas mais antigas do planeta mas apresentava idades bastante jovens, não ultrapassando 200 milhões de anos. Datações de rochas vulcânicas do Atlântico Sul efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo contribuíram para o estabelecimento do padrão de idades da crosta oceânica, no qual faixas de rochas de mesma idade situam-se simetricamente dos dois lados da dorsal meso-oceânica, com as mais jovens próximas da dorsal e as mais velhas ficando mais próximas dos continentes, conforme ilustrado na Fig. 6.3.

O estudo do magnetismo das rochas (Cap. 4) também contribuiu para uma melhor compreensão dos movimentos da crosta continental. Estudos de paleomagnetismo revelaram que as posições primitivas dos pólos magnéticos da Terra tinham mudado ao longo do tempo geológico em relação às posições atuais dos continentes. Como era sabido que o eixo magnético da Terra coincidia com o seu eixo rotacional, os dados paleomagnéticos poderiam indicar, ao invés de mudanças do eixo magnético, um movimento relativo entre os continentes. As novas informações provenientes do estudo da crosta oceânica e de paleomagnetismo fizeram com que parte dos geofísicos passassem a considerar uma deriva dos continentes mais seriamente.

Fig. 6.3 Distribuição das idades geocronológicas do fundo oceânico do Atlântico Norte, onde se observam as idades (em Ma) mais jovens próximas à dorsal meso-oceânica.

6.3 O Surgimento da Teoria da Tectônica Global

No final dos anos 50, estudos de magnetismo das rochas do fundo oceânico, realizados na porção nordeste do Oceano Pacífico, mostraram anomalias magnéticas (desvios dos valores do campo magnético em relação à média medida), que exibiam em mapa padrão simétrico bandado, com as sucessivas bandas indicando alternadamente anomalias positivas e negativas (Cap. 4). Em 1963, F. J. Vine e D. H. Mathews, ambos da Universidade de Cambridge, sugeriram que as bandas magnéticas observadas eram relacionadas a bandas magnetizadas de lavas vulcânicas do fundo oceânico, geradas durante a expansão deste fundo e que guardavam o registro do campo magnético terrestre na época de extrusão das lavas submarinas.

Esta interpretação trouxe subsídios a favor do conceito da expansão do assoalho oceânico postulado por Harry Hess da Universidade de Princeton (EUA) no início da década de 1960, quando a atenção dos pesquisadores estava voltada para o estudo de bacias oceânicas. Foi neste contexto que surgiu a hipótese de expansão do fundo oceânico, publicada em 1962 no trabalho de Harry Hess, "History of the Ocean Basins". Com base nos dados geológicos e geofísicos disponíveis, este autor propunha que as estruturas do fundo oceânico estariam relacionadas a processos de convecção no interior da Terra. Tais processos seriam originados pelo alto fluxo calorífico emanado na dorsal meso-oceânica, que provocaria a ascensão de material do manto, devido ao aumento de temperatura que o tornaria menos denso, conforme ilustrado na Fig. 6.4, onde se encontra representada uma célula de convecção. De acordo com o modelo de Hess, este material, ao atingir a superfície, se movimentaria lateralmente e o fundo oceânico se afastaria da dorsal. A fenda existente na crista da dorsal não continua a crescer porque o espaço deixado pelo material que saiu para formar a nova crosta oceânica é preenchido por novas lavas, que, ao se solidificarem, formam um novo fundo oceânico. A continuidade deste processo produziria, portanto, a expansão do assoalho oceânico. A Deriva Continental e a expansão do fundo dos oceanos seriam assim uma conseqüência das **correntes de convecção**.

Assim, em função da expansão dos fundos oceânicos, os continentes viajariam como passageiros, fixos em uma placa, como se estivessem em uma esteira rolante. Com a continuidade do processo de geração de crosta oceânica, em algum outro local deveria haver um consumo ou destruição desta crosta, caso contrário a Terra expandiria. A destruição da crosta oceânica mais antiga ocorreria nas chamadas **Zonas de Subducção**, que seriam locais onde a crosta oceânica mais densa mergulharia para o interior da Terra até atingir condições de pressão e temperatura suficientes para sofrer fusão e ser incorporada novamente ao manto.

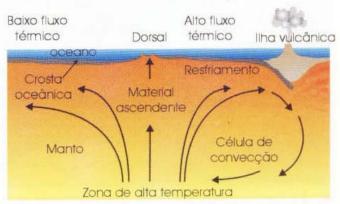



Fig. 6.4 Esquema de correntes de convecção atuantes na dorsal meso-oceânica.

6.4 Placas Tectônicas

Como visto em capítulos anteriores, o planeta Terra esta reologicamente dividido em domínios concêntricos maiores, sendo o externo constituído pela **Litosfera**. A parte superior da litosfera é chamada de crosta e a parte inferior, mais interna, é composta por rochas do manto superior, sendo que uma das diferenças principais entre elas é sua composição química. A crosta da Terra é constituída pela crosta continental, que inclui predominantemente rochas de composição granítica e pela crosta oceânica, que contém rochas basálticas. As rochas crustais ocorrem sobre o manto superior.

A espessura média da crosta varia de 5 a 10 km para a oceânica e entre 25 e 50 km para a continental, sendo que sob as grandes cordilheiras, como os Himalaias, esta espessura pode atingir até 100 km. Estas camadas de crosta mais uma porção rígida do manto superior sotoposta constituem a litosfera.

A litosfera tem espessuras variadas, com uma média próxima a 100 km. É compartimentada por falhas e fraturas profundas em **Placas Tectônicas**. A distribuição geográfica destas placas na Terra é ilustrada na Fig. 6.5.

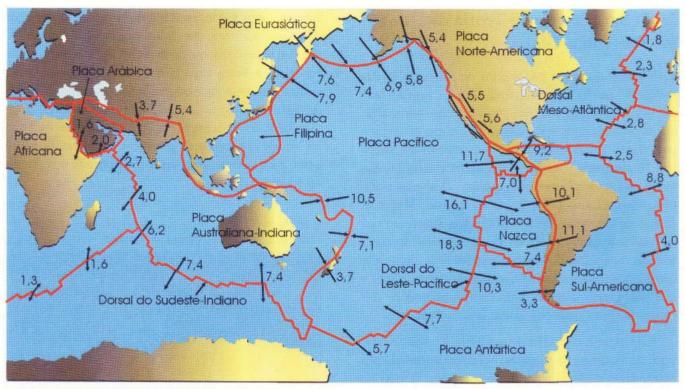



Fig. 6.5 Distribuição geográfica das placas tectônicas da Terra. Os números representam as velocidades em cm/ano entre as placas, e as setas, os sentidos do movimento. Por exemplo, a velocidade de 10,1 para a placa Sul-Americana indica que um ponto situado nesta placa está se aproximando de algum ponto da placa de Nazca a uma razão de 10,1 cm por ano.

O limite inferior da Litosfera é marcado pela Astenosfera que consiste de uma zona no manto superior, conhecida também como "Zona de Baixa Velocidade", por causa da diminuição de velocidade das ondas sísmicas P e S devido ao estado algo plástico desta zona, pois entre 100 e 350 km de profundidade (topo e base da astenosfera) as temperaturas alcançam valores próximos da temperatura de fusão das rochas mantélicas. O processo de fusão parcial inicia-se produzindo uma fina película líquida em torno dos grãos minerais, suficiente para diminuir a velocidade das ondas sísmicas. Desta forma o estado mais plástico desta zona permite que a litosfera rígida deslize sobre a Astenosfera, tornando possível o deslocamento lateral das placas tectônicas.

6.4.1 A natureza das placas tectônicas

As placas litosféricas podem ser de natureza oceânica ou mais comumente compostas de porções de crosta continental e crosta oceânica. Como exemplo deste tipo de placa podemos citar as Placas Sul-Americana, Africana e Norte-Americana. As placas de natureza oceânica podem ou não incluir pequenos fragmentos de crosta continental, o que pode ser exemplificado pela imensa Placa do Pacífico, de natureza oceânica, que contém uma pequena parte da Califórnia, onde se situa a cidade de Los Angeles. De uma forma geral, as placas desta natureza incluem somente crosta oceânica, a exemplo da Placa de Nazca.

As características das crostas oceânicas e continentais são muito distintas, principalmente no que diz respeito à composição litológica e química, morfologia, estruturas, idades, espessuras e dinâmica (Caps. 3, 4 e 5). A crosta continental tem uma composição litológica muito variada, pois compreende rochas de caráter ácido até ultramáfico, o que lhe confere uma composição média análoga às das rochas granodioríticas a dioríticas (Cap. 16). A crosta continental pode ser subdividida em superior e inferior, sendo a superior composta por rochas sedimentares, ígneas e metamórficas de baixo a médio grau, e a inferior constituída predominantemente por rochas metamórficas de alto grau de natureza básica a intermediária.

A crosta continental está sendo formada há pelo menos 3,96 bilhões de anos, como mostram as ida-

des de gnaisses na região centro-norte do Canadá. Por isso apresenta estruturas complexas, produzidas pelos diversos eventos geológicos que afetaram as rochas após a sua formação. Em geral, a espessura média da crosta continental é da ordem de 30 a 40 km, adelgaçando-se à medida que se aproxima da zona de transição com a crosta oceânica.

A crosta oceânica tem uma composição litológica muito mais homogênea, consistindo de rochas ígneas básicas (basaltos), cobertas em várias partes por uma fina camada de material sedimentar. É bem menos espessa do que a crosta continental, em geral da ordem de 6 a 7 km, adelgaçando-se à medida que se aproxima das dorsais meso-oceânicas.

6.4.2 Tipos de limites entre placas litosféricas

Os limites das placas tectônicas podem ser de três tipos distintos:

a- **Limites Divergentes**: marcados pelas dorsais meso-oceânicas, onde as placas tectônicas afastam-se uma da outra, com a formação de nova crosta oceânica.

b- **Limites Convergentes**: onde as placas tectônicas colidem, com a mais densa mergulhando sob a outra, gerando uma zona de intenso magmatismo a partir de processos de fusão parcial da crosta que mergulhou. Nesses limites ocorrem fossas e províncias vulcânicas, a exemplo da Placa Pacífica (Cap. 17).

c- **Limites Conservativos**: onde as placas tectônicas deslizam lateralmente uma em relação à outra, sem destruição ou geração de crostas, ao longo de fraturas denominadas Falhas Transformantes (Cap. 19). Como exemplo de limite conservativo temos a Falha de San Andreas, na América do Norte, onde a Placa do Pacífico, contendo a cidade de Los Angeles e a zona da Baixa Califórnia se desloca para o norte em relação à Placa Norte-Americana, que contém a cidade de São Francisco.

É em torno destes limites de placas que se concentra a mais intensa atividade geológica do planeta, como sismos (Cap. 3), vulcanismo (Cap. 17) e **orogênese**. Atividades geológicas semelhantes também ocorrem no interior das placas, mas em menor intensidade.

6.4.3 Que forças movem as placas tectônicas?

Uma das principais objeções à Teoria da Deriva Continental era que Wegener não conseguia explicar as forças que moveriam os continentes. Hoje sabemos qual o motor que faz as placas tectônicas se moverem, mas não sabemos explicar exatamente como os processos naturais fazem este motor funcionar. Entretanto, nós podemos modelar as causas dos movimentos e testar estes modelos com base nas leis naturais. O que sabemos é que a astenosfera e a litosfera estão intrinsecamente relacionadas. Se a astenosfera se mover, a litosfera será movida também. Sabemos ainda que a litosfera possui uma energia cinética cuja fonte é o fluxo térmico interno da Terra, e que este calor chega à superfície através das correntes de convecção do manto superior. O que não sabemos com certeza é como as convecções do manto iniciam o movimento das placas.

O princípio básico de uma célula de convecção pode ser observado esquentando uma grande panela com mel, no qual bóiam duas rolhas de cortiça. Ao aquecer o centro da base da panela o mel esquenta mais rapidamente no centro do que nas bordas da panela, diminuindo ali a densidade do mel. Conseqüentemente, o mel aquecido subirá enquanto o mel mais frio da borda descerá para ocupar o lugar do mel que subiu, instalando-se uma circulação de fluidos, que afastará as duas rolhas para a borda da panela, segundo o sentido das correntes de convecção geradas.

De forma análoga este movimento de convecção ocorre no manto. Entretanto, a convecção no manto refere-se a um movimento muito lento de rocha, que sob condições apropriadas de temperatura elevada, se comporta como um material plástico-viscoso migrando lentamente para cima. Este fenômeno ocorre quando um foco de calor localizado começa a atuar produzindo diferenças de densidade entre o material aquecido e mais leve e o material circundante mais frio e denso. A massa aquecida se expande e sobe lentamente. Para compensar a ascensão destas massas de material do manto, as rochas mais frias e densas descem e preenchem o espaço deixado pelo material que subiu, completando o ciclo de convecção do manto, conforme ilustrado na Fig. 6.6. O movimento de convecção das massas do manto, cuja viscosidade é 10^{18} vezes maior do que a água, ocorre a uma velocidade da ordem de alguns centímetros por ano.

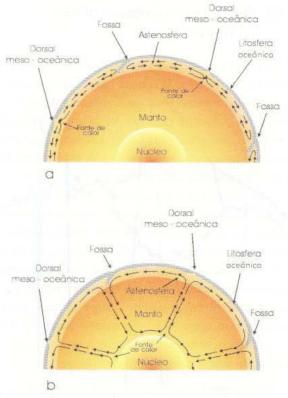



Fig. 6.6 Modelos sugeridos para mecanismos de correntes de convecção. a - Correntes de convecção ocorrendo somente na astenosfera. b - Correntes de convecção envolvendo todo o manto.

Muitos cientistas acreditam que as correntes de convecção do manto por si só não seriam suficientes para movimentar as placas litosféricas mas constituiriam apenas um dentre outros fatores que em conjunto produziriam esta movimentação. O **processo de subducção** teria início quando a parte mais fria e velha da placa (portanto mais distante da dorsal meso-oceânica) se quebra e começa a mergulhar por debaixo de outra placa menos densa, e a partir daí os outros fatores ilustrados na Fig. 6.7 começariam a atuar em conjunto com as correntes de convecção. Estes outros fatores incluem:

Fig. 6.7 Processos geológicos que causam a movimentação das placas tectônicas: a) criação de nova litosfera oceânica na dorsal meso-oceânica; b) mergulho da litosfera para o interior do manto, puxada pela crosta oceânica descendente mais densa; c) espessamento da placa litosférica, à medida que se distancia da dorsal meso-oceânica, tornando o limite entre a placa e a astenosfera uma superfície inclinada.

a- Pressão sobre a placa provocada pela criação de nova litosfera nas zonas de dorsais meso-oceânicas, o que praticamente empurraria a placa tectônica para os lados.

b- Mergulho da litosfera para o interior do manto em direção à astenosfera, puxada pela crosta descendente mais densa e mais fria do que a astenosfera mais quente a sua volta. Portanto, por causa de sua maior densidade, a parte da placa mais fria e mais antiga mergulharia puxando parte da placa litosférica para baixo.

c- A placa litosférica torna-se mais fria e mais espessa à medida que se afasta da dorsal meso-oceânica onde foi criada. Como conseqüência, o limite entre a litosfera e a astenosfera é uma superfície inclinada. Mesmo com uma inclinação muito baixa, o próprio peso da placa tectônica poderia causar uma movimentação de alguns centímetros por ano.

6.4.4 A velocidade do deslocamento das placas tectônicas

Em média, a velocidade de movimentação das placas tectônicas é considerada de 2 a 3 cm/ano, embora a velocidade relativa constatada entre algumas placas seja muito maior do que entre outras. Geralmente, as diferenças de velocidade estão relacionadas à proporção de crosta continental presente nas placas. As placas Sul-Americana e Africana mostram baixas velocidades, enquanto as placas com pouco ou nenhum envolvimento de crosta continental, como a do Pacífico, tendem a exibir velocidades maiores. Além disso, a velocidade das placas depende também da geometria do movimento da placa em uma superfície esférica, como será visto a seguir.

Em um primeiro momento, podemos pensar que todos os pontos situados em uma placa litosférica teriam a mesma velocidade. Isto seria verdade se a placa fosse plana e deslizasse sobre uma superfície chata e aplainada, como uma balsa navegando sobre a água. Na verdade, as placas são convexas e deslizam sobre uma superfície esférica em torno de um eixo e de um pólo, denominados de eixo de rotação da placa e pólo de expansão, que nada têm a ver com o eixo rotacional da Terra e os pólos norte e sul geográficos. O pólo de expansão é definido como um ponto em volta do qual uma placa tectônica gira, representado na Fig. 6.8 por p°. Para uma dada velocidade angular de uma placa, a velocidade de distintos pontos sobre a placa será diferente, aumentando à medida que os pontos

se distanciam do pólo. Por exemplo, o pólo p° gira, mas não percorre nenhuma distância e portanto sua velocidade é zero, enquanto os pontos mais distantes do pólo, dentro de um mesmo intervalo de tempo, terão de percorrer distâncias maiores e conseqüentemente terão maior velocidade, conforme pode ser visto na Fig. 6.8.

Embora todas as placas litosféricas possam se mover, não são todas que atualmente estão em movimento. Existem algumas, como a Placa Africana, que parecem estacionárias, por estarem bordejadas quase inteiramente por limites divergentes de placas que se afastam a taxas similares.

A velocidade medida de placas litosféricas geralmente é relativa, mas a velocidade absoluta pode ser determinada através da utilização de pontos de referência, como os **Hot Spots** ou **Pontos Quentes**. Estes pontos quentes na superfície terrestre registram atividades magmáticas ligadas a porções ascendentes de material quente do manto denominadas **Plumas do Manto** e originadas em profundidades diversas do manto, a partir do limite entre o núcleo externo e o manto inferior. As marcas que eles deixam nas placas que se movimentam sobre eles incluem vulcões (ilhas vulcânicas, como o Havaí), platôs meso-oceânicos e cordilheiras submarinas.

As plumas do manto, em comparação com as placas, são relativamente estacionárias, de modo que as placas litosféricas se movimentam sobre elas. Freqüentemente, a passagem de uma placa sobre um *Hot Spot* resulta em um rastro de feições lineares na superfície da placa, cuja direção indica a movimentação desta placa. No caso de placas oceânicas, como a do Pacífico, o traço dos *Hot Spots* pode ser uma cadeia de montanhas vulcânicas ou uma série de ilhas vulcânicas, que quando datadas radiometricamente permitem calcular a velocidade de movimentação das placas, a partir da distância entre as ilhas e as idades das erupções vulcânicas, como mostrado na Fig. 6.9.

As plumas do manto explicam muitas das atividades vulcânicas que ocorrem no interior das placas, para o caso de crosta oceânica gerando ilhas oceânicas, e no caso de crosta continental, gerando um espessamento da crosta com uma cadeia de vulcões, como por exemplo a costa oeste da América do Norte. Quando o *Hot Spot* se situa sob ou próximo da dorsal meso-oceânica, ele produz um aumento do fluxo de material fundido, causando um espessamento maior do que no resto da dorsal, muitas vezes sob a forma de um platô sobre o assoalho oceânico. Um exemplo espetacular desta feição é a Islândia, onde a atividade magmática relacionada ao *Hot Spot* foi tão intensa que o platô, na dorsal meso-oceânica, se expõe acima do nível do mar (Cap. 17).

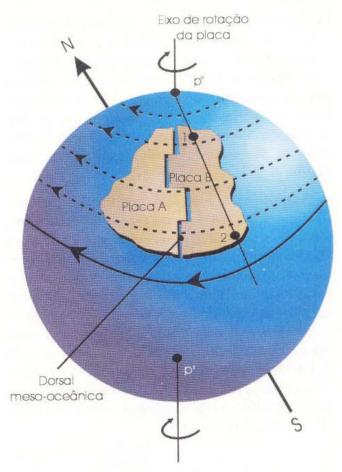



Fig. 6.8 Modelo de movimento de uma placa curva sobre uma superfície esférica. Notar que os pontos 1 e 2, na placa B, exibem diferentes velocidades, pois têm de percorrer diferentes distâncias no mesmo intervalo de tempo, tendo o ponto 2 uma velocidade maior do que o ponto 1.

6.4.5 As colisões entre placas tectônicas

O movimento das placas tectônicas produz ao longo de seus limites convergentes colisões que, em função da natureza e composição das placas envolvidas, irão gerar rochas e feições fisiográficas distintas. Nesse sentido, o choque entre placas litosféricas pode envolver crosta oceânica com crosta oceânica, crosta continental com crosta oceânica ou crosta continental com crosta continental, como ilustrado na Fig. 6.10.

Quando placas oceânicas colidem, a placa mais densa, mais antiga, mais fria e mais espessa mergulha sob a outra placa, em direção ao manto, carregando consigo parte dos sedimentos acumulados sobre ela, que irão se fundir em conjunto com a crosta oceânica em

subducção. O processo produz intensa atividade vulcânica de composição andesítica, comumente manifestada sob a forma de arquipélagos, conhecidos como **"Arcos de Ilhas"** (Fig. 6.10a), de 100 a 400 km atrás da zona de subducção. Na zona de subducção forma-se uma fossa que será mais próxima do arco de ilhas, quanto mais inclinado for o ângulo de mergulho. As ilhas do Japão constituem um exemplo atual de arco de ilhas.

A colisão entre uma placa continental e uma oceânica (Fig. 6.10b) provocará a subducção desta última sob a placa continental, que, a exemplo dos arcos de ilhas, produzirá um **arco magmático** na borda do continente, caracterizado por rochas vulcânicas de composição andesítica e dacítica e rochas plutônicas de composição principalmente diorítica e granodiorítica, acompanhado de deformação e metamorfismo tanto das rochas continentais pré-existentes como de parte das rochas formadas no processo. As feições fisiográficas geradas neste processo colisional são as grandes cordilheiras de montanhas continentais como os Andes na América do Sul.

O choque entre placas continentais (Fig. 6.10c) pode ocorrer após o processo colisional do tipo Andino, onde a continuidade do processo de subducção da crosta oceânica sob a crosta continental leva uma massa continental ao choque com o arco magmático formado inicialmente. Quando os dois continentes colidem, a crosta continental levadapela crosta oceânica mais densa mergulha sob a outra. Este processo não gera vulcanismo expressivo como nos outros dois processos anteriores, mas produz intenso metamorfismo de rochas continentais pré-existentes e leva à fusão parcial de porções da crosta continental gerando magmatismo granítico. Os exemplos clássicos de feições geradas por este processo são as grandes cordilheiras de montanhas do tipo dos Alpes e dos Himalaias, esta última gerada a partir da colisão entre as placas da Índia e a Asiática, processo este iniciado cerca de 70 milhões de anos atrás que continua até os dias atuais.

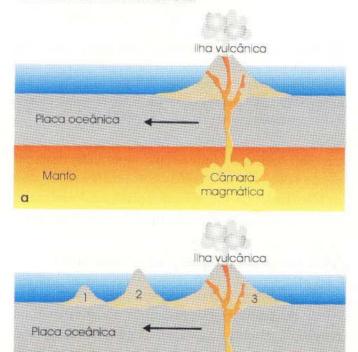
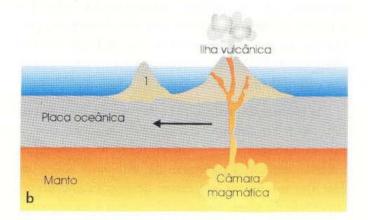
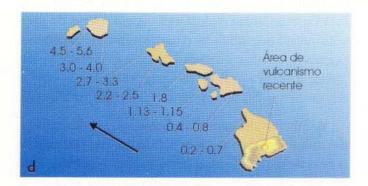



Fig. 6.9 Esquema de formação de ilhas vulcânicas a partir de *Hot spots:* a) O *Hot Spot* produz a primeira Ilha Vulcânica; b) com o movimento da placa e o *Hot Spot* fixo a Ilha Vulcânica 2 irá se formar em outro lugar; c) com a continuidade de movimento da placa, as ilhas 1 e 2 se deslocam e a ilha vulcânica 3 se forma; d) mapa mostrando as ilhas que compõem o Arquipélago do Havaí formadas por ação de *Hot Spot* desde 5,6 milhões de anos atrás. Os números correspondem às idades das rochas vulcânicas em milhões de anos. Notar que as idades aumentam conforme o movimento da placa, indicado pela seta, a partir da ilha mais jovem, que contém o vulcanismo recente, para a ilha mais antiga de 5,6 Ma.

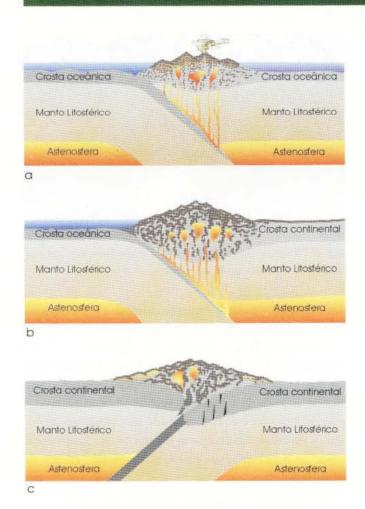



Fig. 6.10 Processos colisionais envolvendo: a) crosta oceânica com crosta oceânica; b) crosta continental com crosta oceânica; c) crosta continental com crosta continental (os traços representam rupturas).

Associados aos processos colisionais entre placas tectônicas ocorrem uma série de feições geológicas e associações litológicas características ilustradas na Fig. 6.11, como as **bacias de Ante-Arco** e **Retro-Arco,** fossas e associações de rochas típicas de zonas de subducção como **mélanges e ofiolitos**.

As bacias do tipo ante-arco são formadas na placa continental, na frente do arco entre este e a fossa (Fig. 6.11), uma vez que o choque de placas produz uma elevação (soerguimento) na borda da placa e como conseqüência forma-se uma bacia entre esta elevação e o arco. Geralmente, estas bacias contêm importante contribuição de sedimentos provenientes da erosão de rochas vulcânicas e sedimentares do próprio arco adjacente. Por outro lado, a formação de uma bacia do tipo Retro-Arco em um processo colisional envolvendo crosta oceânica pode ou não ocorrer. Essas bacias são formadas a partir de fenômenos distensivos que produzem o adelgaçamento da crosta atrás do arco. Este processo de distensão ocorre em função de vários fatores relacionados, tais como idade, densidade e velocidade da placa oceânica em subdução, que vão resultar no ângulo de mergulho da placa. Se o ângulo for maior do que 45°, o que implica uma placa oceânica mais velha e mais densa, a zona de subducção migrará para a frente e a placa que contém o arco sofrerá distensão, gerando a bacia de retro-arco. Os dois tipos de bacias são paralelos ao arco e as bacias retro-arco são preenchidas por sedimentos marinhos típicos de mar raso, podendo ocorrer vulcanismo basáltico associado aos movimentos tensionais (rupturas).

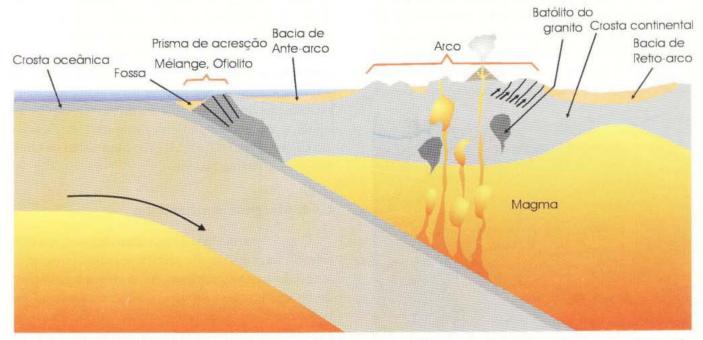



Fig. 6.11 Perfil de um limite de placa convergente mostrando as principais feições geológicas formadas e as associações de rochas relacionadas.

Muitos materiais rochosos ocorrem como resultado de processos colisionais e constituem as denominadas "**associações petrotectônicas**", sendo as mais típicas as *Mélanges* e os Ofiolitos.

As fossas ou trincheiras comumente contêm pequenas quantidades de sedimentos marinhos e sedimentos provenientes do arco, dos quais uma parte é carregada para baixo pela placa que mergulha na zona de subducção, e outra parte, mais significativa, é deformada e quebrada pelo tectonismo que ocorre nas margens convergentes. A esta mistura caótica de rochas quebradas e desordenadas, que ocorrem nas fossas por uma extensão que varia de metros a algumas dezenas de quilômetros, denomina-se *mélange* (palavra francesa que significa mistura). Como estes sedimentos são de baixa densidade, não podem ser levados para o interior do manto. Conseqüentemente, são pressionados pela colisão das duas placas, sendo cisalhados, fraturados e metamorfisados em condições de alta pressão e baixa temperatura, já que estão próximos da superfície. As rochas típicas deste processo são os eclogitos, rochas mantélicas e os xistos azuis, cuja cor azulada é proveniente de um anfibólio chamado **glaucofânio.** Como as *mélanges* são feições superficiais, dificilmente são encontradas em terrenos pré-cambrianos como no Brasil porque são erodidas com facilidade. Na América do Sul, exemplos de *mélanges* podem ser encontrados nos Andes.

Os ofiolitos são rochas máficas-ultramáficas (Figs. 6.12 e 6.13) que representam fatias e fragmentos de crosta oceânica ou manto superior posicionados em meio a rochas da crosta continental, geralmente associados a sedimentos marinhos na zona de contato entre as placas. Os processos de cavalgamentos de frações de ofiolitos sobre margens continentais não podem

Fig. 6.12 Ofiolitos com pillow-lavas cortados por diques (complexo de Troodos, Chipre) Foto: B. B. de Brito Neves.

Fig. 6.13 Ofiolitos com pillow-lavas (Complexo de Troodos, Chipre). Foto: B. B. de Brito Neves.

ser explicados pelos processos normais de subducção, onde a placa oceânica mergulha por debaixo da placa continental. Nesse sentido foi definido o termo **obducção**, que estaria relacionado ao deslocamento de partes de crosta oceânica sobre uma crosta continental através de processos tectônicos complexos. A Fig. 6.14 ilustra três mecanismos de colocação de pedaços de crosta oceânica em meio à crosta continental, onde os dois primeiros modelos mostram eventos de obducção.

O primeiro diagrama mostra um modelo de obducção através do cavalgamento da crosta oceânica sobre **margem continental passiva** durante um processo colisional. O segundo exemplo também de obducção ilustra o fraturamento da parte superior da litosfera oceânica em subducção e posterior cavalgamento dos fragmentos assim gerados por sobre um arco pré-existente. O último esquema mostra a adição tectônica ao complexo de subducção ou **prisma de acresção** de uma fatia de crosta oceânica através de seu deslocamento para fora da fossa e sua respectiva introdução no prisma. Os melhores exemplos de ofiolitos são encontrados no Complexo de Troodos em Chipre (Figs. 6.12 e 6.13) e nas Montanhas de Omã, próximo à Arábia Saudita.

6.4.6 Margens continentais

Como conseqüência da tectônica de placas, os continentes fragmentam-se e juntam-se periodicamente ao longo do tempo geológico. As evidências geológicas destas aglutinações e rupturas são encontradas em áreas de margens dos continentes atuais ou que foram no passado geológico e hoje se encontram suturadas no meio dos continentes. Nesse contexto podemos reconhecer dois tipos de margens continentais:

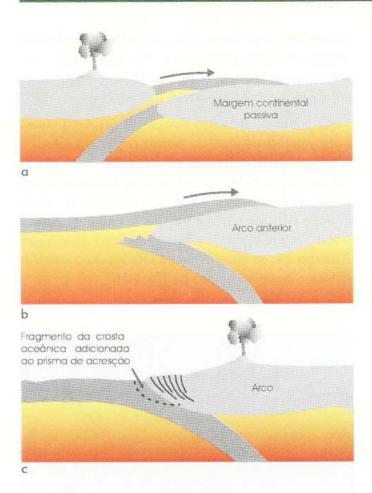



Fig. 6.14 Mecanismos possíveis para a colocação tectônica de fragmentos de crosta oceânica em meio a rochas continentais. Fonte: Condie, 1989.

b - **Margens Continentais Passivas** desenvolvem-se durante o processo de formação de novas bacias oceânicas quando da fragmentação de continentes. Este processo é denominado de rifteamento, palavra proveniente do termo geológico em inglês **Rift Valley**, que significa um vale de grande extensão formado a partir de um movimento distensivo na crosta, que produz falhas subverticais e abatimento de blocos (Cap.19). Este processo, ilustrado na Fig. 6.15, inicia-se com o aumento pontual do fluxo térmico no manto, que irá causar o soerguimento e abaulamento da crosta continental sobre este ponto, eventualmente provocando o fraturamento e extrusão de rochas máficas (Fig. 6.15a). Com a subseqüente instalação de correntes de convecção no manto subjacente a esta região, inicia-se um processo distensivo gerando falhamentos normais e o desenvolvimento de estruturas do tipo rift valley (Fig. 6.15b). Com a continuidade do movimento distensivo, ocorre o adelgaçamento da crosta continental até que finalmente ocorra a ruptura desta crosta e o desenvolvimento de uma crosta basáltica oceânica incipiente (Fig. 6.15c). Um novo oceano começa a se formar. À medida que o processo distensivo continua, a crosta oceânica e o oceano vão também aumentando (Fig. 6.15d). Ao longo das margens adelgaçadas dos continentes ocorre a movimentação tectônica de blocos, caracterizada, principalmente,

a - **Margens Continentais Ativas,** situadas nos limites convergentes de placas tectônicas onde ocorrem zonas de subducção e falhas transformantes; nestas margens estão em desenvolvimento atividades tectônicas importantes, como por exemplo, formação de cordilheiras, no processo chamado de **orogênese**. Na América do Sul, o exemplo de **margem continental ativa** é a costa do Pacífico, onde a Cadeia Andina encontra-se atualmente em desenvolvimento. As margens continentais ativas constituem os ambientes geológicos onde se formam mélanges e ofiolitos, que irão compor o denominado prisma de acresção de um arco. Este prisma acrescionário é composto por rochas basálticas e sedimentos provenientes da raspagem da parte superficial da placa oceânica descendente, que foram adicionadas ao arco.

Fig. 6.15 Esquema evolutivo de fragmentação de uma massa continental e desenvolvimento de margens continentais passivas.

por sistemas de falhas subverticais. Atualmente este processo ocorre no Oceano Atlântico, onde as costas leste da América do Sul e oeste da África constituem as margens continentais passivas. Portanto, este tipo de margem continental situa-se ao longo de limites divergentes de placas tectônicas e não sofre tectonismo importante em escala regional.

Quando o processo de rifteamento é iniciado, possivelmente induzido pela ascensão de uma pluma do manto (*Hot Spot*), é comum que a crosta continental se rompa ao longo de um sistema de três fraturas separadas por ângulo de 120°, sendo que duas delas evoluem para a formação de oceanos e de margens continentais passivas e a terceira fratura em geral forma um vale que se estende para dentro de áreas continentais, mas não chega a desenvolver uma bacia oceânica. Este terceiro braço constitui um rifte abortado.

O ponto de encontro destes três riftes é denominado **junção tríplice** ou **ponto tríplice** e marca o ponto geográfico onde se iniciou a fragmentação de continentes. Um dos exemplos atuais de junção tríplice ocorre entre a Arábia Saudita e o noroeste da África, onde os dois riftes ativos formam o Golfo de Aden e o Mar Vermelho, e o terceiro rifte constitui o Rift Valley Africano que se estende para o interior do continente africano, como mostrado na Fig. 6.16.

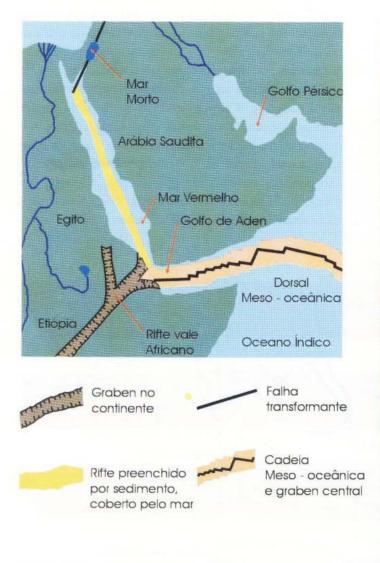
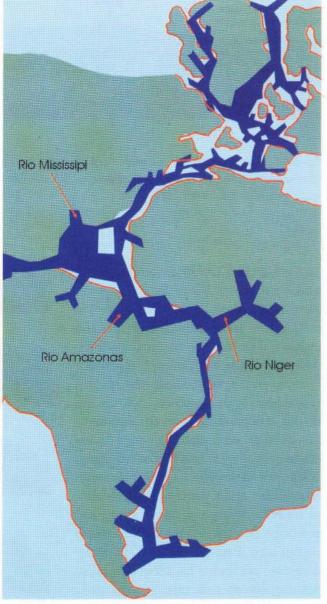



Fig. 6.16 Ilustração mostrando a junção tríplice no Oriente Médio: a) riftes do Golfo de Aden, do Mar Vermelho e do interior da África; b) junção tríplice entre a América do Norte, África e América do Sul, no início da fragmentação do Pangea.

A abertura e o fechamento de bacias oceânicas ou oceanos é conhecida como "**Ciclo de Wilson**", nome dado por Burke e colaboradores, em 1976, em homenagem a J. T. Wilson, que foi um dos idealizadores da Teoria de Expansão do Assoalho Oceânico. Este ciclo inicia-se com a ruptura de uma massa continental, através do desenvolvimento de fraturas e de sistemas de riftes, como os que ocorrem atualmente no "Rift Valley da África", seguido pela abertura de uma pequena bacia oceânica/oceano, como o Mar Vermelho hoje; este deverá expandir-se até uma extensão indeterminada, que poderia ser similar à do atual Oceano Atlântico Sul.

Posteriormente, o ciclo se inverte, iniciando-se uma subducção de crosta oceânica em uma ou ambas as margens continentais, que passam de passivas para ativas. Pode ocorrer, então, o fechamento total ou parcial das bacias oceânicas, gerando uma orogênese. O registro geológico existente indica que o Ciclo de Wilson ocorreu várias vezes na história da Terra, o que produziu uma movimentação contínua dos continentes em diversas direções, ora se aglutinando ora se fragmentando.

6.5 A Dança dos Continentes

Um processo geológico da importância e magnitude da fragmentação do supercontinente Pangea não ocorreu somente nos últimos 200 milhões de anos da história da Terra. As informações geológicas disponíveis, principalmente as geocronológicas, paleomagnéticas e geotectônicas, demonstram que a aglutinação e a fragmentação de massas continentais ocorreram diversas vezes no passado geológico e que o Pangea foi apenas a última importante aglutinação de continentes. Antes do Pangea as massas continentais se juntavam em blocos de dimensões e formatos diferentes dos continentes atuais, pois os primeiros blocos de crosta continental formaram-se há 3,96 bilhões de anos e foram crescendo com o desenvolvimento de nova crosta continental, através de orogêneses, até atingir as dimensões atuais. Há 550 milhões de anos cerca de 95% das áreas continentais atuais já estavam formadas.

A Fig. 6.17 mostra a reconstituição da aglutinação de blocos continentais elaborada para os últimos 2 bilhões de anos (2,0 Ga) da história geológica da Ter-

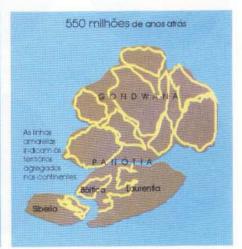



Fig. 6.17 Reconstituição da posição dos continentes de 2,0 bilhões de anos até 100 milhões de anos atrás, mostrando as diversas aglutinações e fragmentações das massas continentais.

ra. Nessa figura pode ser observado que, no início, as massas continentais estavam reunidas em três microcontinentes, Ártica, Atlântica e Ur, com partes do que seria a futura América do Sul fazendo parte da Atlântica. Entre 2,0 e 1,0 bilhão de anos atrás, estes microcontinentes se fragmentaram, através de processos de rifteamentos, com os fragmentos colidindo entre si, para gerar novas configurações continentais maiores. Entre 1,3 e 1,0 bilhão de anos atrás, os principais blocos de crosta continental se juntaram originando o primeiro supercontinente, que foi denominado Rodínia, rodeado pelo oceano Miróvia. Ambas as denominações são de origem russa significando respectivamente mãe-pátria e paz. A América do Sul faria parte dos blocos Amazônia, Rio da Prata e São Francisco. Entre 1.000 e 800 milhões de anos atrás, o continente Rodínia teria sido fragmentado e entre 800 Ma e 500 Ma os

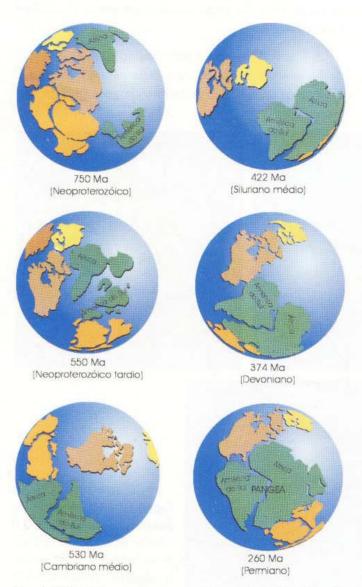



Fig. 6.18 Posições das massas continentais da América do Sul e África de 750 milhões de anos atrás. Fonte: Dalziel, 1995.

fragmentos de crosta continental teriam tornado a colidir entre si formando um novo supercontinente denominado Gondwana, que incluiu a América do Sul e outros dois menores, Laurentia-Báltica e Sibéria. Há 550 Ma, estes três continentes estiveram juntos, formando, por um curto período de tempo geológico, o supercontinente denominado Panótia, o que em grego significa "tudo no Sul", já que este supercontinente situou-se no hemisfério Sul. Há cerca de 500 Ma, Panótia teria iniciado a sua fragmentação, permanecendo o Gondwana inteiro no hemisfério Sul, incluindo a América do Sul e África, e uma outra massa continental constituída pela Laurentia-Báltica e Sibéria, que incluía partes do que seria hoje a América do Norte, Europa e Ásia. Há aproximadamente 340 Ma todas as massas continentais começaram novamente a se juntar, culminando há cerca de 230 Ma com a formação do supercontinente Pangea, circundado por um único oceano denominado Pantalassa (em grego significa "todos os mares"). Há 200 milhões de anos o Pangea vem se fragmentando, e a América do Sul iniciou sua separação da África há 180 Ma. Nesta mesma época, a Austrália e a Antártica também se separaram do Pangea, e a Índia, que estava na parte sul do Gondwana, iniciou sua viagem até o hemisfério Norte, onde foi colidir com a Ásia, sendo a Cordilheira dos Himalaias o produto dessa colisão.

A Fig. 6.18 mostra as posições da América do Sul e da África, ao longo do tempo geológico, desde 750 milhões de anos atrás.

Leituras recomendadas

BURCHFIEL, B. C. *The Continental Crust.* Scientific American, v. 249, 1983.

SKINNER, B.J.; PORTER S.C. *The Dynamic Earth.* N. York: J. Wiley, 1995.

TAKEUCHI,H.; UYEDA, S.; KANAMORI, H. *A terra, um planeta em debate: introdução à geofísica pela análise da deriva continental.* São Paulo: EDART/EDUSP, 1974.

VINK, G.E.; MORGAN, J.W.; VOGT, P.R. "The Earth's Hot Spots", in: *Scientific American*, v.252, 1985,

WYSESSION M. The Inner Workings of the Earth. *American Scientist*, v. 83, 1995.

7

CICLO DA ÁGUA,
Água subterrânea e sua ação geológica

Ivo Karmann

A água é a substância mais abundante na superfície do planeta, participando dos seus processos modeladores pela dissolução de materiais terrestres e do transporte de partículas. É o melhor e mais comum solvente disponível na natureza e seu papel no intemperismo químico é evidenciado pela hidrólise (Cap. 8). Nos rios, a água é responsável pelo transporte de partículas, desde a forma iônica (em solução) até cascalho e blocos, representando o meio mais eficiente de erosão da superfície terrestre (Caps. 9 e 10). Sob forma de gelo, acumula-se em grandes volumes, inclusive geleiras, escarificando o terreno, arrastando blocos rochosos e esculpindo a paisagem (Cap. 11).

Sua importância na superfície terrestre é atestada ainda quando se comparam as áreas cobertas por água e gelo com aquelas de "terra firme": do total de $510x10^6$ km^2 da superfície da Terra, $310x10^6$ km^2 são cobertos por oceanos, em contraposição a $184,94x10^6$ km^2 de terra firme, resultando numa proporção entre superfície marítima e terra firme de 2,42 : 1. Considerando-se que cerca de $2,5x10^6$ km^2 das terras firmes são cobertas por rios e lagos e até $15x10^6$ km^2 por geleiras, esta relação fica ainda mais desfavorável para as terras emersas. Por isso a Terra é chamada de planeta azul quando vista do espaço: é a cor da água. Em subsuperfície, a água também é importante, alimentando poços, hoje responsáveis por significante abastecimento de água em grandes centros urbanos e áreas áridas (Cap. 20).

É a água que mantém a vida sobre a Terra, pela fotossíntese, que produz biomassa pela reação entre CO_2 e H_2O. Neste contexto biológico, devemos lembrar que praticamente 80% do corpo humano é composto por água.

A origem da água, sua distribuição em superfície e subsuperfície, assim como o movimento entre seus reservatórios naturais são temas do presente capítulo, todos fundamentais para orientar o aproveitamento, manejo e proteção dos mananciais hídricos do planeta Terra.

7.1 O Movimento de Água no Sistema Terra - Ciclo Hidrológico

A água distribui-se na atmosfera e na parte superficial da crosta até uma profundidade de aproximadamente 10 km abaixo da interface atmosfera/crosta, constituindo a **hidrosfera**, que consiste em uma série de reservatórios como os oceanos, geleiras, rios, lagos, vapor de água atmosférica, água subterrânea e água retida nos seres vivos. O constante intercâmbio entre estes reservatórios compreende o ciclo da água ou **ciclo hidrológico**, movimentado pela energia solar, e representa o processo mais importante da dinâmica externa da Terra.

7.1.1 Origem da água

No ciclo hidrológico vamos acompanhar o percurso de uma gota de água pelos reservatórios naturais (Tabela 7.1). Mas de onde veio a primeira gota? A resposta está nos passos iniciais da diferenciação do planeta. A origem da primeira água na história da Terra está relacionada com a formação da atmosfera, ou seja, a degaseificação do planeta. Este termo refere-se ao fenômeno de liberação de gases por um sólido ou líquido quando este é aquecido ou resfriado. Este processo, atuante até hoje, teve início na fase de resfriamento geral da Terra, após a fase inicial de fusão parcial. Neste gradativo resfriamento e formação de rochas ígneas, foram liberados gases, principalmente vapor de água (H_20) e gás carbônico (CO_2), entre vários outros, como subprodutos voláteis da cristalização do magma (Cap. 16). A geração de água sob forma de vapor é observada atualmente em erupções vulcânicas, sendo chamada de **água juvenil,** suportando o modelo acima, sobre a origem da água. Logo surge outra dúvida: o volume de água que atualmente compõe a hidrosfera foi gerado gradativamente ao longo do tempo geológico ou surgiu repentinamente num certo momento desta história? Os geólogos defendem a segunda possibilidade. Existem evidências geoquímicas que suportam a formação de quase toda a atmosfera e a água hoje disponível nesta primeira fase de resfriamento da Terra; desde então, este volume teria sofrido pequenas variações, apenas por reciclagem, através do ciclo das rochas (Cap. 2).

7.1.2 Ciclo hidrológico

Partindo de um volume total de água relativamente constante no Sistema Terra, podemos acompanhar o ciclo hidrológico (Fig. 7.1), iniciando com o fenômeno da **precipitação meteórica**, que representa a condensação de gotículas a partir do vapor de água presente na atmosfera, dando origem à chuva. Quando o vapor de água transforma-se diretamente em cristais de gelo e estes, por aglutinação, atingem tamanho e peso suficientes, a precipitação ocorre sob forma de neve ou granizo, responsável pela geração e manutenção do importante reservatório representado pelas geleiras nas calotas polares e nos cumes de montanhas.

◄ Lago subterrâneo da caverna Poço Encantado (calcários do Grupo Una), Itaetê, BA. Foto: Adriano Gambarini.

Tabela 7.1 Distribuição de água nos principais reservatórios naturais. A água doce líquida disponível na Terra corresponde praticamente à água subterrânea.

Reservatório	Volume (km³ x 10⁶)	Volume (%)	Tempo médio de permanência
Oceanos	1.370	94	4.000 anos
Geleiras e capas de gelo	30	2	10 - 1000 anos
Águas subterrâneas	60	4	2 semanas a 10.000 anos
Lagos, rios, pântanos e reservatórios artificiais	0,2	<0,01	2 semanas a 10 anos
Umidade nos solos	0,07	<0,01	2 semanas a 1 ano
Biosfera	0,0006	<0,01	1 semana
Atmosfera	0,0130	<0,01	~ 10 dias

Parte da precipitação retorna para a atmosfera por evaporação direta durante seu percurso em direção à superfície terrestre. Esta fração evaporada na atmosfera soma-se ao vapor de água formado sobre o solo e aquele liberado pela atividade biológica de organismos, principalmente as plantas, através da respiração. Esta soma de processos é denominada **evapotranspiração**, na qual a evaporação direta é causada pela radiação solar e vento, enquanto a transpiração depende da vegetação. A evapotranspiração em áreas

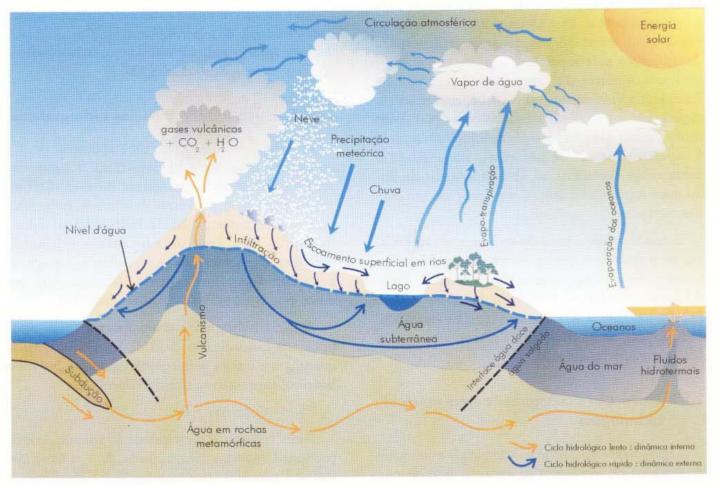



Fig. 7.1 O ciclo hidrológico.

florestadas de clima quente e úmido devolve à atmosfera até 70% da precipitação. Em ambientes glaciais o retorno da água para a atmosfera ocorre pela sublimação do gelo, na qual a água passa diretamente do estado sólido para o gasoso, pela ação do vento (Cap. 11).

Em regiões florestadas, uma parcela da precipitação pode ser retida sobre folhas e caules, sofrendo evaporação posteriormente. Este processo é a **interceptação**. Com a movimentação das folhas pelo vento, parte da água retida continua seu trajeto para o solo. A interceptação, portanto, diminui o impacto das gotas de chuva sobre o solo, reduzindo sua ação erosiva.

Uma vez atingido o solo, dois caminhos podem ser seguidos pela gotícula de água. O primeiro é a **infiltração** que depende principalmente das características do material de cobertura da superfície. A água de infiltração, guiada pela força gravitacional, tende a preencher os vazios no subsolo, seguindo em profundidade, onde abastece o corpo de água subterrânea. A segunda possibilidade ocorre quando a capacidade de absorção de água pela superfície é superada e o excesso de água inicia o **escoamento superficial,** impulsionado pela gravidade para zonas mais baixas. Este escoamento inicia-se através de pequenos filetes de água, efêmeros e disseminados pela superfície do solo, que convergem para os córregos e rios, constituindo a rede de drenagem. O escoamento superficial, com raras exceções, tem como destino final os oceanos. É bom lembrar ainda que parte da água de infiltração retorna à superfície através de nascentes, alimentando o escoamento superficial ou, através de rotas de fluxo mais profundas e lentas, reaparece diretamente nos oceanos.

Durante o trajeto geral do escoamento superficial nas áreas emersas e, principalmente na superfície dos oceanos, ocorre a evaporação, realimentando o vapor de água atmosférico, completando assim o ciclo hidrológico. Estima-se que os oceanos contribuem com 85% do total anual evaporado e os continentes com 15% por evapotranspiração.

7.1.3 Formação e consumo de água no ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico pode ser comparado a uma grande máquina de reciclagem da água, na qual operam processos tanto de transferência entre os reservatórios como de transformação entre os estados gasoso, líquido e sólido. Processos de consumo e formação de água interferem neste ciclo, em relativo equilíbrio através do tempo geológico, mantendo o volume geral de água constante no Sistema Terra. Há, portanto, um balanço entre a geração de água juvenil e consumo de água por dissociação e sua incorporação em rochas sedimentares.

Considerando o tempo geológico, o ciclo hidrológico pode ser subdividido em dois subciclos: o primeiro opera a curto prazo envolvendo a dinâmica externa da Terra (movido pela energia solar e gravitacional, Cap. 9); o segundo, de longo prazo, é movimentado pela dinâmica interna (tectônica de placas, Cap. 6), onde a água participa do ciclo das rochas (Fig. 7.1).

No ciclo "rápido", a água é consumida nas reações fotoquímicas (fotossíntese) onde é retida principalmente na produção de biomassa vegetal (celulose e açúcar). Com a reação contrária à fotossíntese, a respiração, esta água retorna ao ciclo.

No ciclo "lento" o consumo de água ocorre no intemperismo químico através das reações de hidrólise (Cap. 8) e na formação de rochas sedimentares e metamórficas, com a formação de minerais hidratados (Cap. 2). A produção de **água juvenil** pela atividade vulcânica representa o retorno desta água ao ciclo rápido.

7.1.4 Balanço hídrico e bacias hidrográficas

O ciclo hidrológico tem uma aplicação prática no estudo de recursos hídricos (Cap. 20) que visa avaliar e monitorar a quantidade de água disponível na superfície da Terra. A unidade geográfica para esses estudos é a **bacia hidrográfica**, definida como uma área de captação da água de precipitação, demarcada por divisores topográficos, onde toda água captada converge para um único ponto de saída, o exutório (Fig. 7.2).

A bacia hidrográfica é um sistema físico onde podemos quantificar o ciclo da água. Esta análise quantitativa é feita pela equação geral do **balanço hídrico**, expressão básica da Hidrologia:

$$P - E - Q\ (\pm \Delta S) = 0$$

Nesta equação, P corresponde ao volume de água precipitado sobre a área da bacia, E o volume que voltou à atmosfera por evaporação e transpiração, e Q ao volume total de água escoado pela bacia, duran-

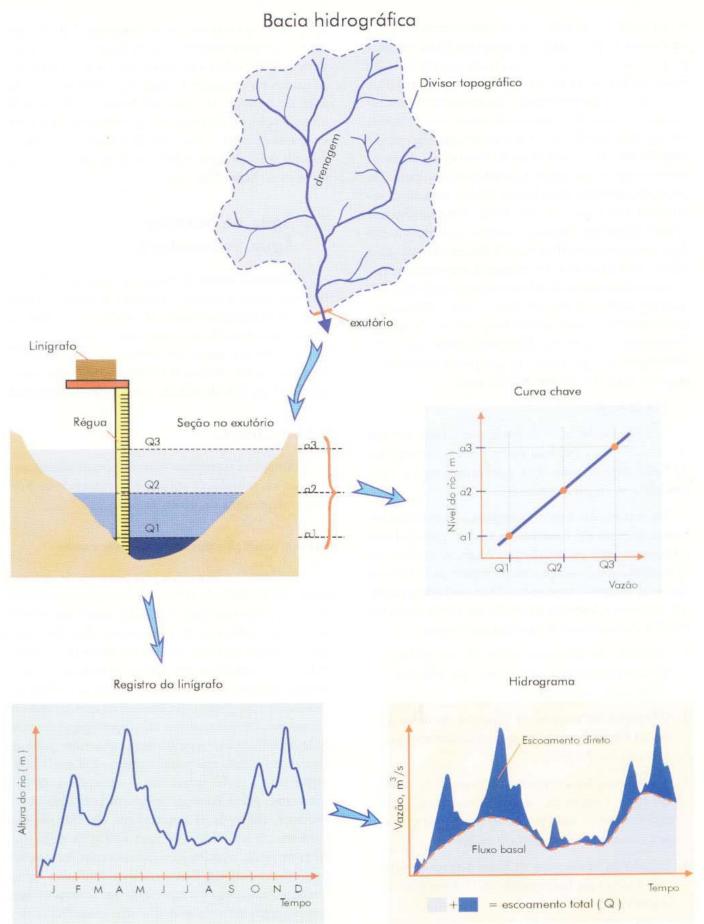



Fig. 7.2 Elementos de uma bacia hidrográfica e obtenção do hidrograma. O fluxo basal no hidrograma representa a água do rio proveniente da água subterrânea, enquanto o escoamento direto corresponde à água superficial em resposta a eventos de chuva.

te um intervalo de tempo. Este escoamento total (Q) representa a "produção" de água pela bacia, medida pela vazão no exutório durante o período de monitoramento. O termo ΔS refere-se a variações positivas e negativas devido ao armazenamento no interior da bacia. Este armazenamento ocorre na forma de água retida nas formações geológicas do subsolo, cujo fluxo é muito mais lento que o do escoamento superficial direto. Considerando-se períodos de monitoramento mais longos (ciclos anuais), as diferenças positivas e negativas de armazenamento tendem a se anular. Os valores positivos ocorrem quando o escoamento total da bacia é alimentado pela água subterrânea (períodos de estiagem), enquanto os negativos refletem períodos de recarga (época de chuvas), quando parte da precipitação sofre infiltração, realimentando a água subterrânea, em vez de escoar diretamente da bacia. Portanto, para um ciclo hidrológico completo da bacia, é possível resumir a equação geral do balanço hídrico para:

$$P = E + Q,$$

onde Q (vazão total da bacia) representa a soma do escoamento superficial direto com o escoamento da bacia suprido pela água subterrânea e E a água perdida por evapotranspiração.

Na maioria das bacias hidrográficas a saída do escoamento total (Q) é através de um rio principal que coleta toda água produzida pela bacia. A medição de Q constitui um dos objetivos principais da hidrologia de bacias. Baseia-se na construção de um **hidrograma**, que expressa a variação da vazão em função do tempo (Fig. 7.2), envolvendo as seguintes etapas:

1. Medição de diferentes vazões do rio ao longo do ano para obter a curva chave que relaciona a altura com a vazão do rio.
2. Obtenção do traçado da variação do nível do rio ao longo do período de monitoramento por meio de um linígrafo.
3. Transformação do registro da variação do nível do rio em curva de vazão (hidrograma), pela substituição de cada ponto de altura do rio pelo seu correspondente valor de vazão.
4. Cálculo da vazão total da bacia através da área sob a curva do hidrograma (m^3/s x tempo, em segundos = volume total).

O hidrograma é a base para estudos hidrológicos de bacias visando, por exemplo, o abastecimento de água ou seu aproveitamento hidroelétrico. Permite analisar o comportamento das bacias, identificando períodos de vazão baixa e alta, auxiliando na previsão de enchentes e estiagens, assim como períodos e volumes de recarga da água subterrânea. Através da identificação, no hidrograma, dos componentes de escoamento direto e fluxo basal, é possível avaliar a contribuição da água subterrânea na produção total de água da bacia (Fig. 7.2).

7.2 Água no Subsolo: Água Subterrânea

Trataremos agora da fração de água que sofre infiltração, acompanhando seu caminho pelo subsolo, onde a força gravitacional e as características dos materiais presentes irão controlar o armazenamento e o movimento das águas. De maneira simplificada, toda água que ocupa vazios em formações rochosas ou no regolito (Cap. 8) é classificada como **água subterrânea**.

7.2.1. Infiltração

Infiltração é o processo mais importante de recarga da água no subsolo. O volume e a velocidade de infiltração dependem de vários fatores.

Tipo e condição dos materiais terrestres

A infiltração é favorecida pela presença de materiais porosos e permeáveis, como solos e sedimentos arenosos. Rochas expostas muito fraturadas ou porosas também permitem a infiltração de águas superficiais. Por outro lado, materiais argilosos e rochas cristalinas pouco fraturadas, por exemplo corpos ígneos plutônicos e rochas metamórficas como granitos e gnaisses, são desfavoráveis à infiltração. Espessas coberturas de solo (ou material inconsolidado) exercem um importante papel no controle da infiltração, retendo temporariamente parte da água de infiltração que posteriormente é liberada lentamente para a rocha subjacente. A quantidade de água transmitida pelo solo depende de uma característica importante, chamada de **capacidade de campo**, que corresponde ao volume de água absorvido pelo solo, antes de atingir a saturação, e que não sofre movimento para níveis inferiores. Este parâmetro influencia diretamente a infiltração, pois representa um volume de água que participa do solo mas que não contribui com a recarga da água subterrânea, sendo aproveitada somente pela vegetação.

Cobertura vegetal

Em áreas vegetadas a infiltração é favorecida pelas raízes que abrem caminho para a água descendente no solo. A cobertura florestal também exerce importante função no retardamento de parte da água que atinge o solo, através da interceptação, sendo o excesso lentamente liberado para a superfície do solo por gotejamento. Por outro lado, nos ambientes densamente florestados, cerca de 1/3 da precipitação interceptada sofre evaporação antes de atingir o solo.

Topografia

De modo geral declives acentuados favorecem o escoamento superficial direto, diminuindo a infiltração. Superfícies suavemente onduladas permitem o escoamento superficial menos veloz, aumentando a possibilidade de infiltração.

Precipitação

O modo como o total da precipitação é distribuído ao longo do ano é um fator decisivo no volume de recarga da água subterrânea, em qualquer tipo de terreno. Chuvas regularmente distribuídas ao longo do tempo promovem uma infiltração maior pois, desta maneira, a velocidade de infiltração acompanha o volume de precipitação. Ao contrário, chuvas torrenciais favorecem o escoamento superficial direto, pois a taxa de infiltração é inferior ao grande volume de água precipitada em curto intervalo de tempo.

Ocupação do solo

O avanço da urbanização e a devastação da vegetação influenciam significativamente a quantidade de água infiltrada em adensamentos populacionais e zonas de intenso uso agropecuário. Nas áreas urbanas, as construções e a pavimentação impedem a infiltração, causando efeitos catastróficos devido ao aumento do escoamento superficial e redução na recarga da água subterrânea. Nas áreas rurais, a infiltração sofre redução pelo desmatamento em geral, pela exposição de vertentes através de plantações sem terraceamento, e pela compactação dos solos causada pelo pisoteamento de animais, como em extensivas áreas de criação de gado.

Um fato curioso é a situação em grandes centros urbanos, como São Paulo, onde se detectou uma recarga significativa da água subterrânea por vazamentos da rede de abastecimento (Cap. 20).

7.2.2 Distribuição e movimento da água no subsolo

O conceito de superfície freática ou nível dágua

Além da força gravitacional e das características dos solos, sedimentos e rochas, o movimento da água no subsolo é controlado também pela força de atração molecular e tensão superficial. A atração molecular age quando moléculas de água são presas na superfície de argilominerais por atração de cargas opostas, pois a molécula de água é polar. Este fenômeno ocorre principalmente nos primeiros metros de profundidade, no solo ou regolito, rico em argilominerais (Cap. 8). A tensão superficial tem efeito nos interstícios muito pequenos, onde a água fica presa nas paredes dos poros, podendo ter movimento ascendente, contra a gravidade, por capilaridade. A adsorção de água em argilominerais e nos capilares dificulta seu movimento nas proximidades da superfície, reduzindo sua evaporação e infiltração. Assim, conforme o tamanho do poro, a água pode ser higroscópica (adsorvida) e praticamente imóvel, capilar quando sofre ação da tensão superficial movendo-se lentamente ou gravitacional (livre) em poros maiores, que permitem movimento mais rápido.

O limite inferior da percolação de água é dado quando as rochas não admitem mais espaços abertos (poros) devido à pressão da pilha de rochas sobrejacentes. Esta profundidade atinge um máximo de 10.000m, dependendo da situação topográfica e do tipo de rocha. Pode-se imaginar então que toda água de infiltração tende a atingir este limite inferior, onde sofre um represamento, preenchendo todos os espaços abertos em direção à superfície. Estabelece-se assim uma zona onde todos os poros estão cheios de água, denominada **zona saturada** ou **freática** (Fig. 7.3). Acima desse nível, os espaços vazios estão parcialmente preenchidos por água, contendo também ar, definindo a **zona não saturada**, também chamada de **vadosa** ou zona de aeração. O limite entre estas duas zonas é uma importante superfície denominada **superfície freática** (SF) ou nível da água subterrânea (nível d'água, NA), facilmente identificado na prática, ao se perfurarem poços, nos quais a altura da água marca a posição do nível da água. A superfície gerada por vários pontos do NA constitui a superfície freática.

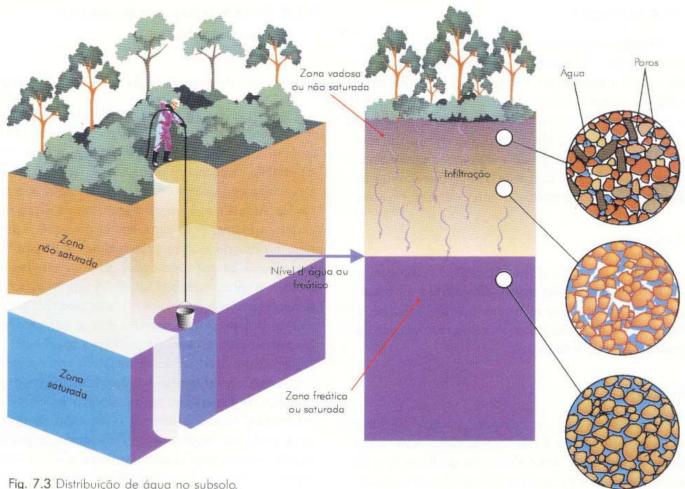



Fig. 7.3 Distribuição de água no subsolo.

O nível freático acompanha aproximadamente as irregularidades da superfície do terreno, o que pode ser visualizado pelo traçado de sua superfície através de uma rede de poços (Fig. 7.4). Sua profundidade é função da quantidade de recarga e dos materiais terrestres do subsolo. Em áreas úmidas, com alta pluviosidade, tende a ser mais raso, enquanto em ambientes áridos tende a ser profundo. De modo geral, é mais profundo nas cristas de divisores topográficos (nos interflúvios) e mais raso nos fundos de vales. Quando o nível d'água intercepta a superfície do terreno, aflora, gerando nascentes, córregos ou rios. A maioria dos leitos fluviais com água são afloramentos do NA.

O nível freático tem uma relação íntima com os rios. Os rios cuja vazão aumenta para jusante são chamados de **rios efluentes**, e são alimentados pela água subterrânea, situação típica de regiões úmidas. Ao contrário, nos **rios influentes**, a vazão diminui a jusante, como conseqüência da recarga da água subterrânea pelo escoamento superficial. Nestes casos a água do rio infiltra-se para o nível freático (Fig. 7.5) e o rio poderá secar se o nível for rebaixado, abandonando o leito do rio, como é comum em áreas semi-áridas ou áridas.

Em áreas áridas, onde a evaporação é intensa e suplanta a precipitação, pode ocorrer a inversão sazonal da infiltração, quando uma parte da água subterrânea tem movimento ascendente por capilaridade, atravessando a zona vadosa para alimentar a evaporação na superfície do solo. Este processo é responsável pela mineralização dos horizontes superficiais do solo, pois sais dissolvidos na água subterrânea acabam precipitando e cimentando os grãos do regolito (salinização do solo). O caliche é um exemplo de solo endurecido pela

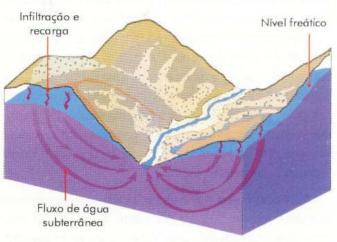



Fig. 7.4 O nível freático e o relevo da superfície.

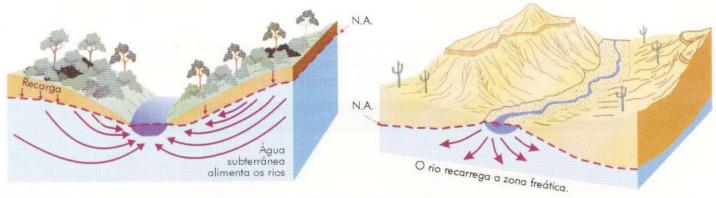



Fig. 7.5 Rios efluentes e influentes conforme a posição do nível freático em relação ao vale.

precipitação de carbonato de cálcio pelas águas ascendentes em áreas semi-áridas a áridas.

Porosidade

A porosidade é uma propriedade física definida pela relação entre o volume de poros e o volume total de um certo material. Existem dois tipos fundamentais de porosidade nos materiais terrestres: primária e secundária. A **porosidade primária** é gerada juntamente com o sedimento ou rocha, sendo caracterizada nas rochas sedimentares pelos espaços entre os clastos ou grãos (porosidade intergranular) ou planos de estratificação (Cap. 14). Nos materiais sedimentares o tamanho e forma das partículas, o seu grau de seleção e a presença de cimentação influenciam a porosidade. A **porosidade secundária**, por sua vez, se desenvolve após a formação das rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares, por fraturamento ou falhamento durante sua deformação (**porosidade de fraturas**). Um tipo especial de porosidade secundária se desenvolve em rochas solúveis, como calcários e mármores, através da criação de vazios por dissolução, caracterizando a **porosidade cárstica** (Fig. 7.6).

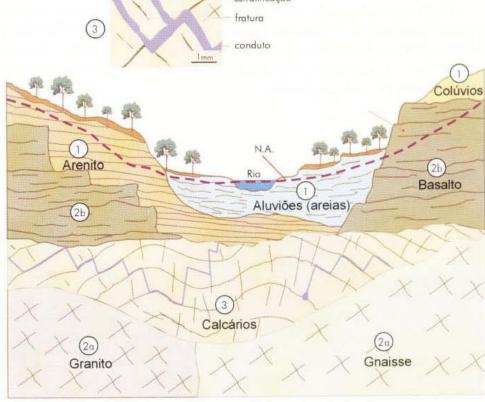



Fig. 7.6 Os três tipos fundamentais de porosidade conforme diferentes materiais numa seção geológica.

Tabela 7.2 Volume de poros e tamanho de partículas em sedimentos. Fato importante é a diminuição da permeabilidade com o aumento da porosidade e diminuição do tamanho da partícula.

Material	Tamanho das partículas, mm	Porosidade %	Permeabilidade
Cascalho	7 a 20	35,2	Muito alta
Areia grossa	1 a 2	37,4	Alta
Areia fina	0,3	42	Alta a média
Siltes e argila	0,04 a 0,006	50 a 80	Baixa a muito baixa

Permeabilidade

O principal fator que determina a disponibilidade de água subterrânea não é a quantidade de água que os materiais armazenam, mas a sua capacidade em permitir o fluxo de água através dos poros. Esta propriedade dos materiais conduzirem água é chamada de **permeabilidade**, que depende do tamanho dos poros e da conexão entre eles.

Um sedimento argiloso, por exemplo, apesar de possuir alta porosidade (Tabela 7.2), é praticamente impermeável, pois os poros são muito pequenos e a água fica presa por adsorção. Por outro lado, derrames basálticos, onde a rocha em si não tem porosidade alguma, mas possui abundantes fraturas abertas e interconectadas, como disjunções colunares (juntas de resfriamento), podem apresentar alta permeabilidade devido a esta porosidade primária.

Assim como os tipos de porosidade, a permeabilidade pode ser primária ou secundária.

O fluxo de água no subsolo

Além da força gravitacional, o movimento da água subterrânea também é guiado pela diferença de pressão entre dois pontos, exercida pela coluna de água sobrejacente aos pontos e pelas rochas adjacentes. Esta diferença de pressão é chamada de potencial da água (**potencial hidráulico**) e promove o movimento da água subterrânea de pontos com alto potencial, como nas cristas do nível freático, para zonas de baixo potencial, como em fundos de vales. Esta pressão exercida pela coluna de água pode causar fluxos ascendentes da água subterrânea, contrariando a gravidade, como no caso de porções profundas abaixo de cristas, onde a água tende a subir para zonas de baixo potencial, junto a leitos de rios e lagos.

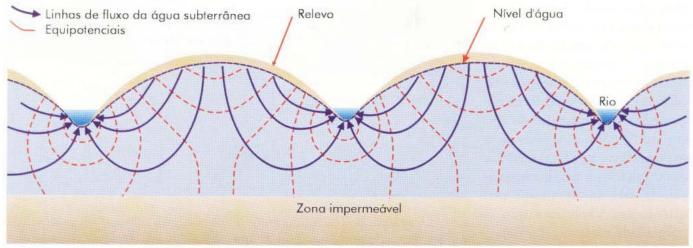



Fig. 7.7 Percolação da água subterrânea com linhas de fluxo e equipotenciais.

A união de pontos com o mesmo potencial hidráulico em subsuperfície define as linhas equipotenciais do nível freático, semelhantes a curvas de nível topográficas. O fluxo de água, partindo de um potencial maior para outro menor, define uma linha de fluxo, que segue o caminho mais curto entre dois potenciais diferentes, num traçado perpendicular às linhas equipotenciais (Fig. 7.7).

Condutividade hidráulica e a lei de Darcy

Observando o movimento do nível freático em poços e nascentes após eventos de chuva (recarga), nota-se que a velocidade do fluxo da água subterrânea é relativamente lenta. Se fosse rápida, passados alguns dias depois da chuva, um poço normal iria secar. Surge a pergunta: porque o fluxo da água subterrânea em certos locais é rápido e em outros é lento?

No fluxo de água em superfície, a velocidade é diretamente proporcional à inclinação da superfície. Este grau de inclinação, denominado **gradiente hidráulico** $(\Delta h/\Delta L)$, é definido pela razão entre o desnível (Δh) e a distância horizontal entre dois pontos (ΔL). O desnível indica a diferença de potencial entre os pontos. Quanto maior a diferença de potencial, dada uma distância lateral constante, maior será a velocidade do fluxo.

Para o fluxo da água subterrânea, necessita-se considerar, além da inclinação do nível d'água, a permeabilidade do subsolo e a viscosidade da água. A influência desses parâmetros sobre o fluxo da água subterrânea foi investigada e quantificada em laboratório pelo engenheiro hidráulico francês Henry Darcy, em 1856, resultando na formulação da lei de Darcy, base da hidrologia de meios porosos.

O experimento de Darcy baseou-se na medição da vazão de água (Q) com um cilindro preenchido por material arenoso, para diferentes gradientes hidráulicos (Fig. 7.8). O fluxo de água para cada gradiente foi calculado pela relação entre a vazão (Q) e a área (A) da seção do cilindro. Este fluxo, com unidade de velocidade, foi definido como a **vazão específica** (q) do material.

A vazão específica é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico. Neste gráfico (Fig. 7.8), o coeficiente angular da reta corresponde à **condutividade hidráulica**, que é uma característica intrínseca do material, expressando sua capacidade de transmissão de água. Este parâmetro é uma forma de quantificar a capacidade dos materiais transmitirem água em função da inclinação do nível freático.

Alerta-se para o fato de que a vazão específica é um conceito macroscópico que considera o material todo, não se referindo às velocidades reais dos trajetos microscópicos entre os espaços da porosidade. A vazão específica, com unidades de velocidade (distância/tempo), deve ser entendida como uma velocidade macroscópica, ou média, ao longo do trajeto entre um ponto de entrada e outro de saída da água.

Uma das aplicações da lei de Darcy é determinar o fluxo da água subterrânea numa certa região, pela condutividade hidráulica medida em laboratório ou, ao contrário, medindo a velocidade média do fluxo, determinar a condutividade hidráulica dos materiais.

A velocidade de percolação da água subterrânea também pode ser medida com o uso de traçadores, como corantes inofensivos à saúde e ao ambiente, quando o trajeto do fluxo é conhecido. Neste caso, injeta-se o corante na zona saturada de um poço, medindo-se o tempo de percurso deste até um outro poço ou uma nascente. A velocidade do fluxo é a distância entre os pontos sobre o tempo de percurso.

De maneira geral, o movimento da água subterrânea é muito lento quando comparado ao escoamento superficial. Em materiais permeáveis, como areia mal selecionada, a velocidade varia entre 0,5 e 15 cm/dia, atingindo máximos de até 100 m/dia em cascalhos bem selecionados sem cimentação. No caso de granitos e gnaisses pouco fraturados, o fluxo chega a algumas dezenas de centímetros por ano. Já em basaltos muito fraturados, registram-se velocidades de até 100m/dia. Os fluxos mais rápidos são registrados em calcários com condutos (cársticos), com máximos de 1.000 m/hora.

Para movimentos muito lentos e por longas distâncias, os hidrogeólogos utilizam métodos geocronológicos (Cap. 15) para medir velocidades. Um deles baseia-se no ^{14}C, presente no CO_2 atmosférico dissolvido na água subterrânea. Uma vez que o isótopo radioativo ^{14}C não é reposto no percurso subterrâneo, seu decaimento em função do tempo permite datar a água subterrânea. Dividindo-se a distância entre a zona de recarga da água subterrânea e o ponto analisado (um poço ou nascente) pela idade da água, obtém-se sua velocidade de percolação. Estudos realizados na bacia do Maranhão (Piauí), mostraram idades de até 35.000 anos para a água subterrânea em camadas profundas, indicando fluxos em torno de 1m/ano.

Na natureza:

Ensaio no laboratório:

Volume injetado

ΔH_1

$q1$

$q2$

ΔH_2

L

A = Área da seção do cilindro (m^2)

Q = Vazão obtida para ΔH_1 e ΔH_2

$$Q\ (m^3/s) = \frac{\text{Volume recuperado em}}{\text{tempo t}}$$

A vazão específica q (m/s) é obtida de $Q = q \times A \quad q = \frac{Q}{A}$

Vazão específica

q1

q2

K

$\frac{\Delta H_2}{L}$ $\frac{\Delta H_1}{L}$

Gradiente hidráulico

No gráfico de q em função de $\frac{\Delta H}{L}$

K = Constante do material = condutividade hidráulica

$$K = \frac{q}{\frac{\Delta H}{L}} \quad \text{ou}$$

$$q = K\,\frac{\Delta H}{L} \quad \text{ou}$$

$$\frac{Q}{A} = K\,\frac{\Delta H}{L}$$

} equação de Darcy

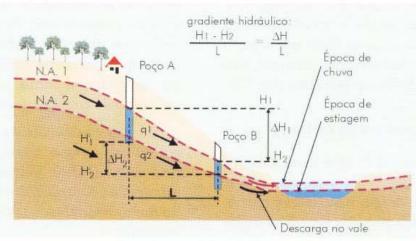
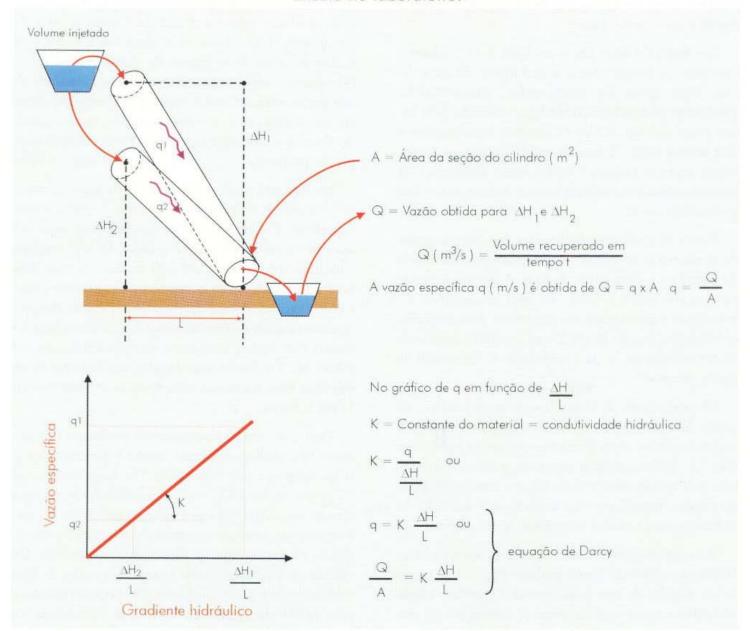



Fig. 7.8 Obtenção experimental da lei de Darcy.

7.2.3 Aqüíferos: reservatórios da água subterrânea

Unidades rochosas ou de sedimentos, porosas e permeáveis, que armazenam e transmitem volumes significativos de água subterrânea passível de ser explorada pela sociedade são chamadas de **aqüíferos** (do latim "carregar água"). O estudo dos aqüíferos visando a exploração e proteção da água subterrânea (Cap. 20) constitui um dos objetivos mais importantes da Hidrogeologia.

Em oposição ao termo aqüífero, utiliza-se o termo **aqüiclude** para definir unidades geológicas que, apesar de saturadas, e com grandes quantidades de água absorvida lentamente, são incapazes de transmitir um volume significativo de água com velocidade suficiente para abastecer poços ou nascentes, por serem rochas relativamente impermeáveis. Por outro lado, unidades geológicas que não apresentam poros interconectados e não absorvem e nem transmitem água são denominadas de **aqüífugos**.

Recentemente os hidrogeólogos têm utilizado os termos aqüífero e **aqüitarde** para exprimir comparativamente a capacidade de produção de água por unidades rochosas, onde a unidade com produção de água corresponde ao aqüífero e a menos produtiva ao aqüitarde (Cap. 20). Por exemplo, numa seqüência de estratos intercalados de arenitos e siltitos, os siltitos, menos permeáveis que os arenitos, correspondem ao aqüitarde. Numa outra seqüência, formada de siltitos e argilitos, a unidade siltosa pode representar o aqüífero. Portanto, o aqüitarde corresponde à camada ou unidade geológica relativamente menos permeável numa determinada seqüência estratigráfica.

Bons aqüíferos são os materiais com média a alta condutividade hidráulica, como sedimentos inconsolidados (por exemplo, cascalhos e areias), rochas sedimentares (por exemplo, arenitos, conglomerados e alguns calcários), além de rochas vulcânicas, plutônicas e metamórficas com alto grau de fraturamento.

Aqüíferos e tipos de porosidade

Conforme os três tipos fundamentais de porosidade, identificam-se aqüíferos de porosidade intergranular (ou granular), de fraturas e de condutos (cárstico). Os aqüíferos de porosidade granular ocorrem no regolito e em rochas sedimentares clásticas com porosidade primária. Os arenitos, de modo geral, são excelentes aqüíferos deste tipo. A produtividade em água dos arenitos diminui com o seu grau de cimentação, como é o caso de arenitos silicificados, quase sem permeabilidade intergranular.

A maioria dos aqüíferos de fraturas forma-se em conseqüência de deformação tectônica (Cap. 19), na qual processos de dobramento e falhamento geram sistemas de fraturas, normalmente seladas, devido à profundidade. Posteriormente sofrem aberturas submilimétricas a milimétricas, permitindo a entrada e fluxo de água, pela expansão das rochas devido ao alívio de carga litostática causado pelo soerguimento regional e erosão das rochas sobrejacentes. É óbvio que o fluxo de água somente se instala quando as fraturas que compõem o sistema estão interconectadas. Fraturas não tectônicas, do tipo disjunção colunar (Cap. 17) em rochas vulcânicas, como nos derrames de basaltos, podem ser geradas durante as etapas de resfriamento e contração, possibilitando que estas rochas tornem-se posteriormente importantes aqüíferos.

Aqüíferos de condutos caracterizam-se pela porosidade cárstica, constituída por uma rede de condutos, com diâmetros milimétricos a métricos, gerados pela dissolução de rochas carbonáticas. Constituem aqüíferos com grandes volumes de água, mas extremamente vulneráveis à contaminação (Cap. 20), devido à baixa capacidade de filtração deste tipo de porosidade.

Na natureza, esses aqüíferos ocorrem associados, refletindo a variedade litológica e estrutural de seqüências estratigráficas. Situações transitórias entre os tipos de aqüíferos ocorrem, como por exemplo, em regiões calcárias, onde aqüíferos de fraturas passam a aqüíferos de condutos, ou de porosidade granular nos depósitos de cobertura.

Aqüíferos livres, suspensos e confinados

Aqüíferos livres são aqueles cujo topo é demarcado pelo nível freático, estando em contato com a atmosfera (Fig. 7.9). Normalmente ocorrem a profundidades de alguns metros a poucas dezenas de metros da superfície, associados ao regolito, sedimentos de cobertura ou rochas.

Aqüíferos suspensos são acumulações de água sobre aqüitardes na zona insaturada, formando níveis lentiformes de aqüíferos livres acima do nível freático principal (Fig. 7.9).

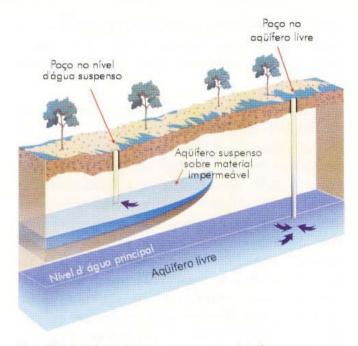



Fig. 7.9 Aqüíferos livres e suspensos. Aqüíferos suspensos ocorrem quando uma camada impermeável intercepta a infiltração.

Aqüíferos confinados ocorrem quando um estrato permeável (aqüífero) está confinado entre duas unidades pouco permeáveis (aqüitardes) ou impermeáveis. Representam situações mais profundas, a dezenas, várias centenas ou até milhares de metros de profundidade, onde a água está sob ação da pressão não somente atmosférica, mas também de toda a coluna de água localizada no estrato permeável (Fig. 7.10).

Artesianismo

Em determinadas situações geológicas, aqüíferos confinados dão origem ao fenômeno do **artesianismo**, responsável por poços jorrantes, chamados de artesianos (nome derivado da localidade de *Artois*, França). Neste caso, a água penetra no aqüífero confinado em direção a profundidades crescentes, onde sofre a pressão hidrostática crescente da coluna de água entre a zona de recarga e um ponto em profundidade. Quando um poço perfura esse aqüífero, a água sobe, pressionada por esta pressão hidrostática, jorrando

Área de recarga
do aqüífero confinado
Superfície
potenciométrica
Altura do nível da água
na área de recarga
Poço
comum
A
B
C
Nível
d'água
Aqüífero
confinado
Poço não
artesiano
Aqüiclude
Poço
artesiano

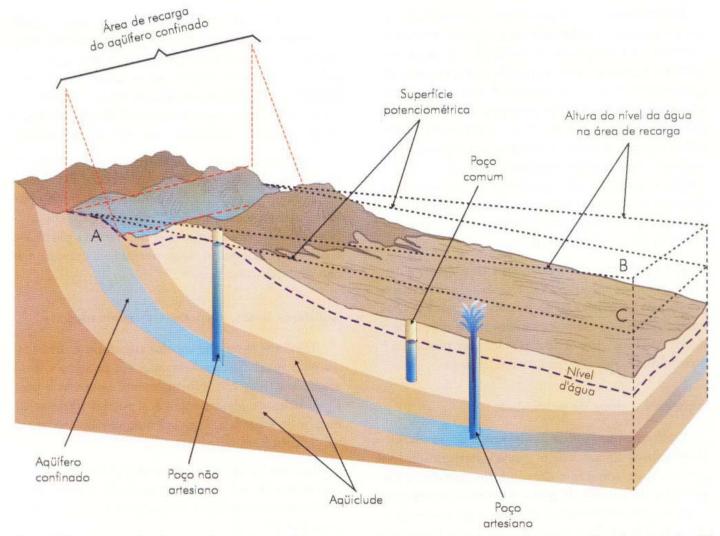



Fig. 7.10 Aqüífero confinado, superfície potenciométrica e artesianismo. A água no poço artesiano jorra até a altura da linha AC e não AB devido à perda de potencial hidráulico durante a percolação no aqüífero.

naturalmente. A formação deste tipo de aqüífero requer as seguintes condições: uma seqüência de estratos inclinados, onde pelo menos um estrato permeável encontre-se entre estratos impermeáveis e uma situação geométrica em que o estrato permeável intercepte a superfície, permitindo a recarga de água nesta camada. O poço, ao perfurar o aqüífero, permite a ascensão da água pelo princípio dos vasos comunicantes, e a água jorra na tentativa de atingir a altura da zona de recarga. A altura do nível da água no poço corresponde ao nível potenciométrico da água; em três dimensões, o conjunto de vários níveis potenciométricos define a **superfície potenciométrica** da água (Fig. 7.10). Devido à perda de carga hidráulica ao longo do fluxo há um rebaixamento no nível dágua no poço em relação ao nível dágua da zona de recarga. Este desnível cresce conforme aumenta a distância da área de recarga.

Quando ocorre a conexão entre um aqüífero confinado em condições artesianas e a superfície, através de descontinuidades, como fraturamentos, falhas ou fissuras, formam-se nascentes artesianas.

7.3 Ação Geológica da Água Subterrânea

Ação geológica é a capacidade de um conjunto de processos causar modificações nos materiais terrestres, transformando minerais, rochas e feições terrestres. O esculpimento de formas de relevo da superfície terrestre é um tipo de ação geológica, dominada pela dinâmica externa do planeta Terra, conhecida como ação geomórfica.

A zona de ocorrência da água subterrânea é uma região onde é iniciada a maioria das formas de relevo, pois a água subterrânea é o principal meio das reações do intemperismo químico. O movimento da água subterrânea, somado ao da água superficial, são os principais agentes geomórficos da superfície da Terra. A ação geomórfica da água subterrânea se traduz por vários processos de modificação da superfície terrestre e seus respectivos produtos (Tabela 7.3).

7.3.1 Escorregamentos de encostas

A movimentação de coberturas como solos ou sedimentos inconsolidados em encostas de morros tem velocidades muito variáveis (Cap. 9). Os movimentos rápidos, com deslizamentos catastróficos acontecem com freqüência em épocas de fortes chuvas, em regiões de relevo acidentado. Os movimentos muito lentos são chamados de rastejamento (*creep*) do solo, com velocidades normalmente menores que 0,3 m/ano. Os movimentos de encostas com velocidades superiores a 0,3 m/ano são englobados na categoria de escorregamentos ou deslizamentos de encostas, com velocidades que podem ultrapassar 100 km/hora. Enquanto o rastejamento lento é movido unicamente pela força gravitacional, não havendo influência de água no material, os escorregamentos são movidos pelo processo de solifluxão, no qual a força gravitacional age devido à presença de água subterrânea no subsolo.

Os materiais inconsolidados em encostas possuem uma estabilidade controlada pelo atrito entre as partículas. No momento em que o atrito interno é vencido pela força gravitacional, a massa de solo entra em movimento, encosta abaixo. A diminuição do atrito

Tabela 7.3 Principais processos e respectivos produtos da ação geomórfica da água subterrânea.

Processo	Produto
Pedogênese (intemperismo químico) (Cap. 8)	Cobertura pedológica (solos)
Solifluxão (Cap. 9)	Escorregamentos de encostas
Erosão interna, solapamento	Boçorocas
Carstificação (dissolução)	Relevo cárstico, cavernas, aqüífero de condutos

entre as partículas é causada principalmente pela adição de água ao material. Embora a água aumente a coesão entre partículas do solo quando presente em pequena quantidade, (através da tensão superficial que aumenta a atração entre as partículas), a saturação do solo em água acaba envolvendo a maioria das partículas por um filme de água, diminuindo drasticamente o atrito entre elas e permitindo o seu movimento pela força gravitacional, no processo conhecido como **solifluxão**. A saturação em água também aumenta o peso da cobertura, o que contribui à instabilização do material.

Tanto o rastejamento como o escorregamento de encostas são processos naturais que contribuem para a evolução da paisagem, modificando vertentes. Um exemplo de escorregamento catastrófico ocorreu na Serra do Mar, em 1967, destruindo estradas e soterrando bairros periféricos da cidade de Caraguatatuba, litoral de São Paulo. Esses movimentos podem ser induzidos ou acelerados pela retirada artifical da cobertura vegetal, acarretando o aumento da infiltração de chuvas, lubrificação das partículas e seu movimento vertente abaixo (Fig. 7.11).

Fig. 7.11 A saturação em água do material inconsolidado devido à subida do lençol freático em períodos de chuvas intensas promove escorregamentos de encostas.

7.3.2 Boçorocas: a erosão que ameaça cidades

Quem viaja pela serra da Mantiqueira (sul de Minas Gerais) e vale do Paraíba, ou observa as colinas do oeste de São Paulo e norte do Paraná, nota a presença de fendas e cortes disseminados nas vertentes, cada vez mais freqüentes: são as **boçorocas** (ou voçorocas), temidas pelos moradores locais porque constituem feições erosivas, altamente destrutivas, que rapidamente se ampliam, ameaçando campos, solos cultivados e zonas povoadas. O termo boçoroca (*gully*, em inglês) tem sua origem do tupi guarani "yby", terra "sorok", rasgar ou romper.

Esses cortes se instalam em vertentes sobre o manto intempérico, sedimentos ou rochas sedimentares pouco consolidadas, e podem ter profundidades de decímetros até vários metros e paredes abruptas e fundo plano, com seção transversal em U. O fundo é coberto por material desagregado, onde aflora água, freqüentemente associada a areias movediças (Cap. 9), ou canais anastomosados (Fig. 7.12).

Originam-se de sulcos gerados pela erosão linear. Mas, enquanto os sulcos ou ravinas são formados pela ação erosiva do escoamento superficial concentrado em linhas, as boçorocas são geradas pela ação da água subterrânea. A ampliação de sulcos pela erosão superficial forma vales fluviais, em forma de V, com vertentes inclinadas e fundo estreito. A partir do momento em que um sulco deixa de evoluir pela erosão fluvial e o afloramento do nível freático inicia o processo de erosão na base das vertentes, instala-se o boçorocamento. A erosão provocada pelo afloramento do fluxo da água subterrânea tende a solapar a base das paredes, carreando material em profundidade e formando vazios no interior do solo (erosão interna ou tubificação). O colapso desses vazios instabiliza as vertentes e é responsável pela inclinação abrupta e pelo recuo das paredes de boçorocas.

A evolução de sulcos de drenagem para boçorocas normalmente é causada pela alteração das condições ambientais do local, principalmente pela retirada da cobertura vegetal, sendo quase sempre conseqüência da intervenção humana sobre a dinâmica da paisagem. Estas feições podem atingir dimensões de até várias dezenas de metros de largura e profundidade, com várias centenas de metros de comprimento. A

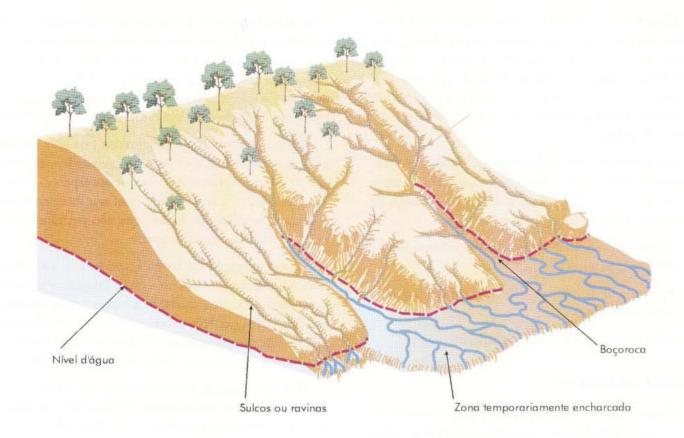



Fig. 7.12 Morfologia de sulcos e boçorocas.

ocorrência de boçorocas sobre vertentes desprotegidas torna este processo pouco controlável, e o seu rápido crescimento freqüentemente atinge áreas urbanas e estradas (Fig. 7.13).

7.3.3 Carste e cavernas: paisagens subterrâneas

Dentre as paisagens mais espetaculares da Terra ressaltam-se os sistemas cársticos, com cavernas, cânions, paredões rochosos e relevos ruiniformes produzidos pela ação geológica da água subterrânea sobre rochas solúveis. Além de representarem atrações obrigatórias para turistas, fotógrafos e cientistas, as cavernas constituem um desafio aos exploradores das fronteiras desconhecidas do nosso planeta. Juntamente com topos de cadeias de montanhas e fundos oceânicos, as cavernas ainda reservam territórios nunca antes percorridos pelo ser humano. A exploração de cavernas tem sido de interesse da humanidade desde tempos pré-históricos, conforme o registro arqueológico de habitações humanas, com até dezenas de milhares de anos, como nas cavernas de Lagoa Santa (MG) e São Raimundo Nonato (PI).

Fig. 7.13 Boçoroca na região urbana do município de Bauru (SP), desenvolvida sobre o manto intempérico em arenitos da bacia do Paraná. Foto de 1993, arquivo IPT-SP.

Carste é a tradução do termo alemão *karst*, originado da palavra *krasz*, denominação dada pelos camponeses a uma paisagem da atual Croácia e Eslovênia (antiga Iugoslávia), marcada por rios subterrâneos com cavernas e superfície acidentada dominada por depressões com paredões rochosos e torres de pedra.

Do ponto de vista hidrológico e geomorfológico, sistemas cársticos são constituídos por três componentes principais (Fig. 7.14), que se desenvolvem de maneira conjunta e interdependente:

1. sistemas de cavernas – formas subterrâneas acessíveis à exploração;
2. aqüíferos de condutos – formas condutoras da água subterrânea;
3. relevo cárstico – formas superficiais.

Rochas carstificáveis

Sistemas cársticos são formados pela dissolução de certos tipos de rochas pela água subterrânea. Considera-se rocha solúvel aquela que após sofrer intemperismo químico produz pouco resíduo insolúvel. Entre as rochas mais favoráveis à carstificação encontram-se as carbonáticas (calcários, mármores e dolomitos, por exemplo), cujo principal mineral calcita (e/ou dolomita), dissocia-se nos íons Ca^{2+} e/ou Mg^{2+} e CO_3^{2-} pela ação da água. Os calcários são mais solúveis que os dolomitos, pois a solubilidade da calcita é maior que a da dolomita.

Rochas evaporíticas, constituídas por halita e/ou gipsita, apesar de sua altíssima solubilidade, originam sistemas cársticos somente em situações especiais, como em áreas áridas a semi-áridas, pois seu intemperismo sob clima úmido é tão rápido que não permite o pleno desenvolvimento do carste.

Como exemplo de rocha considerada insolúvel, pode-se citar os granitos, nos quais feldspatos e micas submetidos ao intemperismo originam argilominerais, estáveis em superfície, produzindo muito resíduo insolúvel em comparação ao volume inicial de rocha, o que impede o aumento da porosidade secundária.

Um caso especial, pouco comum, são os quartzitos. Apesar da baixa solubilidade do quartzo em águas naturais, quartzitos com baixo teor de resíduos insolúveis podem desenvolver sistemas cársticos, quando sofrem longos períodos de exposição à ação da água subterrânea.

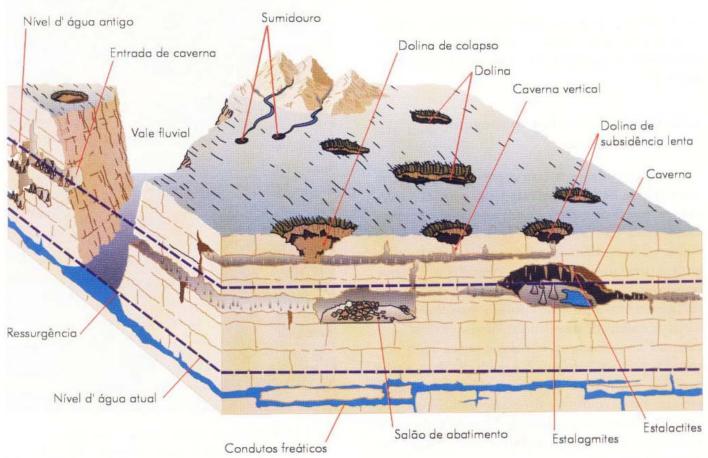



Fig. 7.14 Componentes principais do sistema cárstico.

Dissolução de rochas carbonáticas

O mineral calcita é quase insolúvel em água pura, produzindo concentrações máximas em Ca^{2+} de cerca de 8 mg/L, ao passo que em águas naturais é bastante solúvel, como é evidenciado em nascentes cársticas, cujas águas são chamadas de "duras", devido ao alto teor de Ca e Mg (até 250 mg/L). Este fato deve-se à dissolução ácida do carbonato de cálcio pelo ácido carbônico (Cap. 8), gerado pela reação entre água e gás carbônico (Fig. 7.15).

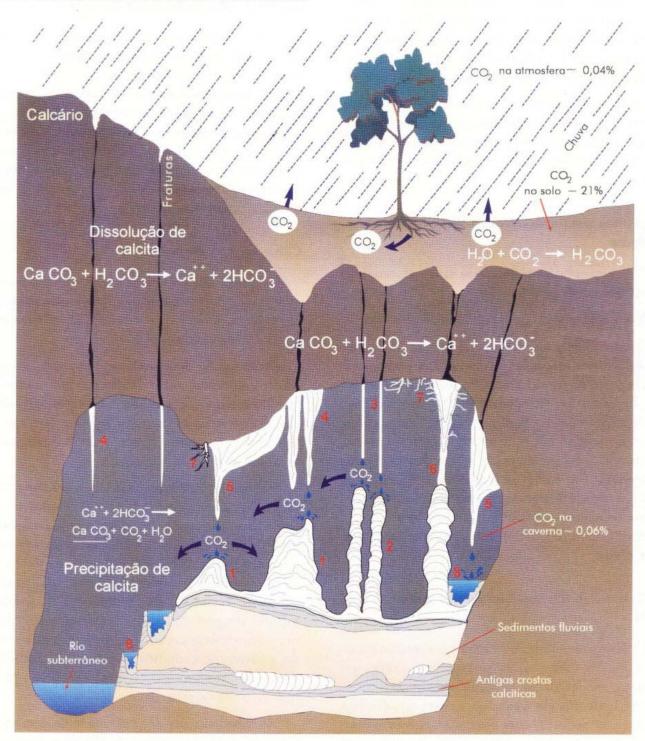



Fig. 7.15 Dissolução e precipitação de calcita num perfil cárstico e principais tipos de espeleotemas.

As águas de chuva, acidificadas inicialmente com o CO_2 atmosférico, sofrem um grande enriquecimento em acido carbônico quando passam pelo solo, pois a respiração das raízes das plantas e a decomposição de matéria orgânica resultam em elevado teor de CO_2 no solo. O ácido carbônico é quase totalmente consumido nos primeiros metros de percolação da água de infiltração no pacote rochoso, sendo que, nas partes mais profundas do aqüífero, resta somente uma pequena parcela deste ácido para dissolver a rocha.

Outro agente corrosivo às vezes presente na água subterrânea é o ácido sulfúrico, gerado principalmente pela oxidação de sulfetos, como pirita e galena, minerais acessórios muito freqüentes em rochas carbonáticas.

Requisitos para o desenvolvimento de sistemas cársticos

O desenvolvimento pleno de sistemas cársticos requer três condições:

a) Rocha solúvel com permeabilidade de fraturas.

Rochas solúveis do substrato geológico, principalmente calcários, mármores e dolomitos, devem possuir uma rede de descontinuidades, formadas por superfícies de estratificação, planos de fraturas e falhas, caracterizando um aqüífero de fraturas. Com a dissolução da rocha ao longo de intercessões entre planos, instalam-se rotas preferenciais de circulação da água subterrânea. Em rochas sem descontinuidades planares e porosidade intergranular dominante, a dissolução ocorre de maneira disseminada e homogênea, sem o desenvolvimento de rotas de fluxo preferencial da água subterrânea.

b) Relevo - gradientes hidráulicos moderados a altos

O desenvolvimento do carste é favorecido quando a região carbonática possui topografia, no mínimo, moderadamente acidentada. Vales encaixados e desníveis grandes geram gradientes hidráulicos maiores, com fluxos mais rápidos das águas de percolação ao longo dos condutos no aqüífero, à semelhança do que se observa no escoamento superficial. Essas velocidades maiores da água subterrânea resultam em maior eficiência na remoção de resíduos insolúveis, bem como na dissolução da rocha ao longo das rotas de fluxo e rios subterrâneos, acelerando o processo de carstificação. Águas com fluxo lento exercem pouca ação, pois logo saturam-se em carbonato, perdendo sua ação corrosiva e a capacidade de transportar partículas.

c) Clima - disponibilidade de água

Sendo a dissolução a causa principal da formação de sistemas cársticos, o desenvolvimento do carste é mais intenso em climas úmidos. Além de alta pluviosidade, a carstificação também é favorecida em ambientes de clima quente com densa vegetação, onde a produção biogênica de CO_2 no solo é maior, aumentando o teor de ácido carbônico nas águas de infiltração. Desse modo as paisagens cársticas são mais desenvolvidas em regiões de clima quente e úmido quando comparadas às regiões de clima frio.

Cavernas e condutos

Cavernas são cavidades naturais com dimensões que permitem acesso ao ser humano. Cavernas cársticas são parte do sistema de condutos e vazios característicos das rochas carbonáticas.

A ampliação dos condutos que compõem as rotas preferenciais de fluxo da água subterrânea aumenta gradativamente a permeabilidade secundária da rocha, transformando parte do aqüífero fraturado em aqüífero de condutos, característica hidrológica fundamental de sistemas cársticos.

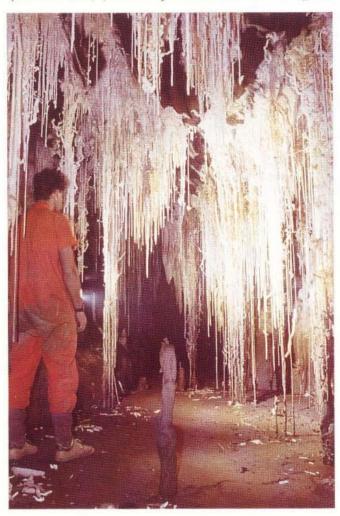
Devido ao rebaixamento do nível freático em função da crescente permeabilidade, muitas vezes somada ao soerguimento tectônico da região, setores da rede de condutos, iniciados e desenvolvidos em ambiente freático, são expostos acima do nível da água, sofrendo modificações e ampliação em ambiente vadoso. Estes segmentos de condutos, quando atingem dimensões acessíveis ao ser humano, constituem as cavernas. O processo de formação do aqüífero de condutos e cavernas é chamado de **espeleogênese**, termo originado do grego *spelaion*, que significa caverna.

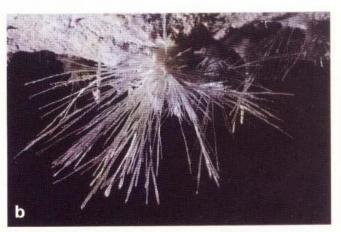
No vasto sistema de porosidade de condutos de um aqüífero cárstico, cerca de 1% é acessível ao homem, formando sistemas de cavernas, compostos por um conjunto de galerias, condutos e salões, todos fazendo parte de uma mesma bacia de drenagem subterrânea, caracterizada por entradas e saídas da água. Os padrões morfológicos dos sistemas de cavernas

refletem principalmente a estrutura da rocha (acamamento dobrado ou horizontal e geometria e densidade do sistema de fraturas) e a maneira como é realizada a recarga de água no sistema, ou seja, através de sumidouros de rios com origem externa ao carste ou a partir de vários pontos de infiltração distribuídos sobre a superfície carbonática.

Depósitos sedimentares em cavernas e espeleotemas

Nos condutos expostos na zona de oscilação do nível da água, a ampliação das cavernas ocorre pela ação de rios subterrâneos, os quais entalham seus leitos, formando cânions subterrâneos. Nesta fase iniciam-se processos de abatimento de blocos, transformando parte dos condutos originais em salões de desmoronamento onde se acumulam pilhas de fragmentos de rocha com dimensões extremamente variadas.

Com o rebaixamento do nível da água, rios da superfície são absorvidos pelos condutos cársticos, o que causa a injeção de importantes volumes de água e detritos provenientes das áreas de captação superficial desses rios. Parte dos detritos pode ser acumulada ao longo das drenagens subterrâneas, formando depósitos sedimentares fluviais nas cavernas. Com o gradativo rebaixamento do leito fluvial, acompanhando o soerguimento regional, testemunhos dos sedimentos fluviais são preservados em níveis superiores das galerias subterrâneas. Estas feições são importantes no estudo da história de entalhamento e registros paleoambientais do rio subterrâneo.

Outro fenômeno importante que ocorre nas cavernas acima do nível freático é a deposição de minerais nos tetos, paredes e pisos das cavidades, produzindo um variado conjunto de formas e ornamentações, genericamente denominadas de **espeleotemas** (Fig. 7.15). Os minerais mais comuns depositados em cavernas cársticas são a calcita e aragonita (Fig. 7.16). A precipitação ocorre quando as águas saturadas em $CaCO_3$ perdem CO_2 para o ambiente das cavernas, pois a concentração de CO_2 da atmosfera subterrânea é muito menor que a quantidade de CO_2 dissolvido nas águas de infiltração enriquecidas em CO_2 biogênico. Devido a esta diferença de conteúdo em CO_2, a solução de infiltração tende a se equilibrar com a atmosfera da caverna, perdendo CO_2, e causa o deslocamento da reação entre água, gás carbônico e carbonato de cálcio no sentido de precipitação de $CaCO_3$.

Os espeleotemas são classificados segundo sua forma e o regime de fluxo da água de infiltração, causa principal da sua grande diversidade morfológica. Os mais freqüentes são formados por gotejamento da água de infiltração, como **estalactites** e **estalagmites**

Figs.7.16 (a) estalactites do tipo canudo e estalagmite no centro, compostas por calcita, caverna Santana, SP. Foto: Ivo Karmann; (a) espeleotema tipo flor de aragonita, caverna Santana, SP. Foto: Adriano Gambarini.

(Fig. 7.15). As primeiras são geradas a partir de gotas que surgem em fraturas nos tetos de cavernas e crescem em direção ao piso. Inicialmente formam-se estalactites do tipo canudo (Fig. 7.16), pela superposição de anéis de carbonato de cálcio com espessura microscópica. Estes canudos podem dar origem posteriormente a formas cônicas, quando o interior do canudo é obstruído e a deposição do mineral passa a ocorrer através do escorrimento da solução pela superfície externa do canudo. As estalagmites crescem do piso em direção à origem do gotejamento, com o acúmulo de carbonato de cálcio precipitado pela gota após atingir o piso. Quando a deposição do mineral é associada a filmes de solução que escorrem sobre superfícies inclinadas, são gerados espeleotemas em forma de **crostas carbonáticas**, que crescem com a superposição de finas lâminas de carbonato de cálcio, podendo cobrir trechos do piso e paredes de cavernas até uma espessura de vários metros.

Os espeleotemas podem formar acumulações de várias camadas, compostas por mais de um mineral (por exemplo calcita e aragonita), e englobar contribuições detríticas, como areia e argila, trazidos por enchentes de rios subterrâneos, ou mesmo pela água de gotejamento. Desta maneira, constituem rochas sedimentares de origem química precipitadas a partir da água subterrânea.

Formas do relevo cárstico

A característica principal de superfícies cársticas é a substituição da rede de drenagem fluvial, com seus vales e canais organizados por bacias de drenagem centrípeta, que à primeira vista formam um quadro de drenagem caótico. Essas bacias conduzem a água superficial para sumidouros, que conectam a superfície com a drenagem subterrânea (Fig. 7.17).

Quanto mais desenvolvido o sistema cárstico, maior sua permeabilidade secundária, o que aumenta o número de sumidouros e respectivas bacias de drenagem centrípeta. Isto, por sua vez, condiciona um forte incremento no volume de infiltração e diminuição no volume de água do escoamento superficial.

Associadas às drenagens centrípetas, desenvolvem-se **dolinas**, que representam uma das feições de relevo mais freqüentes e típicas de paisagens cársticas, com tamanhos que variam entre uma banheira e um estádio de futebol. Dolinas são depressões cônicas, circulares na superfície, lembrando a forma de um funil. Dolinas de dissolução formam-se com a dissolução a partir de um ponto de infiltração na

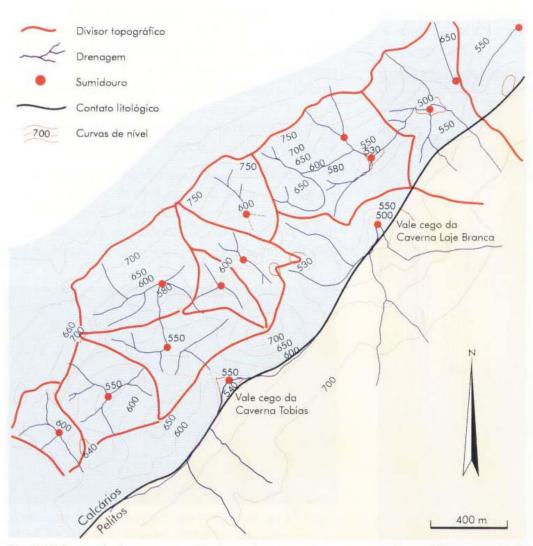



Fig. 7.17 Bacias de drenagem centrípeta e vales cegos vistos em mapa topográfico. Exemplo da região da bacia do rio Betari, vale do Ribeira, sul de São Paulo.

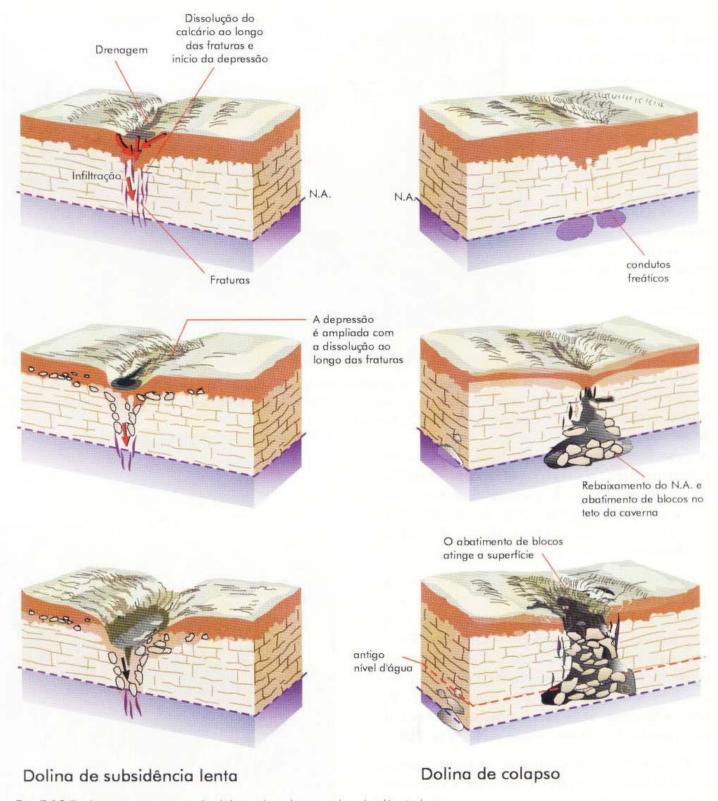



Fig. 7.18 Evolução esquemática de dolinas de colapso e de subsidência lenta.

superfície da rocha (zona de cruzamento de fraturas). Crescem em profundidade e diâmetro, conforme a rocha e o material residual são levados pela água subterrânea (Fig. 7.18). Dolinas de colapso (Fig. 7.18) são aquelas geradas a partir do colapso da superfície devido ao abatimento do teto de cavernas ou outras cavidades em profundidade. No primeiro tipo de dolina a subsidência do terreno é lenta, enquanto no segundo, é rápida, freqüentemente dando acesso a cavernas. Um dos processos que desengatilha o abatimento de cavidades em profundidade é a perda da sustentação que a água subterrânea exerce sobre as paredes desses vazios, pelo rebaixamento do nível freático e exposição das cavidades na zona vadosa.

Outra feição diagnóstica do carste são os **vales cegos** com rios que repentinamente desaparecem em sumidouros junto a anfiteatros rochosos ou depressões. Os vales cegos mais expressivos ocorrem quando a superfície cárstica é rebaixada em relação aos terrenos não carbonáticos, onde os rios correm em direção aos carbonatos e os sumidouros marcam a zona de contato entre as rochas (Fig. 7.17).

Fig. 7.19 Vale cárstico associado à caverna Lapa dos Brejões. No lado esquerdo do vale avista-se o pórtico de entrada da caverna com 106 m de altura. Município de Morro do Chapéu, Chapada Diamantina, BA. Foto: Ivo Karmann.

Vales cársticos ou de abatimento são formados quando galerias de cavernas sofrem abatimento, freqüentemente expondo rios subterrâneos, e geram depressões alongadas com vertentes verticalizadas. Apesar do produto final ser parecido com vales fluviais, este não pode ser classificado como tal, pois sua origem não é devida ao entalhamento de um canal fluvial (Fig. 7.19).

Áreas de rochas carbonáticas expostas quase sempre exibem um padrão de sulcos com profundidades de milimétricas a métricas, às vezes com lâminas proeminentes entre os sulcos. São os **lapiás** ou caneluras de dissolução. Formam-se inicialmente pela dissolução da rocha na interface solo - rocha e após a erosão do solo continuam seu desenvolvimento pelo escorrimento da água de precipitação diretamente sobre rocha (Fig. 7.20).

Entre as formas mais notáveis do relevo cárstico, citam-se ainda os **cones cársticos**. Constituem morros de vertentes fortemente inclinadas e paredes rochosas, representando morros testemunhos que resistiram à dissolução. São típicos de áreas carbonáticas com relevo acidentado. Distribuem-se na forma de divisores de água contornando bacias de drenagem centrípeta. Freqüentemente abrigam trechos de antigos sistemas de cavernas em diferentes níveis (Fig. 7.21).

Fig. 7.20 Afloramento calcário entalhado por caneluras de dissolução (lapiás) na região da caverna do Padre, Tocantins. Foto: Adriano Gambarini.

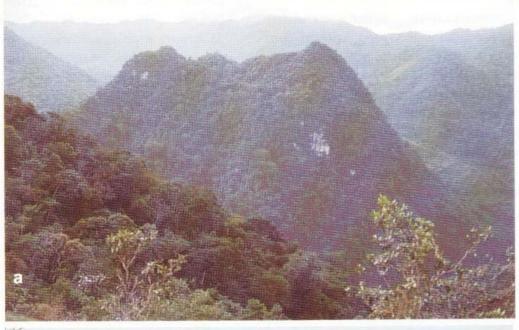



Fig. 7.21 (a) Cones cársticos, região do vale do rio Betari, Iporanga, SP; (b) região de Piñar del Rio, Cuba. Fotos: Ivo Karmann.

Carste no Brasil

Cerca de 5 a 7% do território brasileiro é ocupado por carste carbonático, constituindo um importante componente nas paisagens do Brasil.

A maior área de rochas carbonáticas corresponde aos Grupos Bambuí e Una, do Neoproterozóico. O primeiro cobre porções do noroeste de Minas Gerais, leste de Goiás, sudeste de Tocantins e oeste da Bahia. O segundo ocorre na região central da Bahia. Predominam calcários e dolomitos pouco deformados e drenagens de baixo gradiente, com relevos suaves e vastas depressões com dolinas de abatimento e vales cársticos. Muitas cavernas são conhecidas nessas áreas, incluindo a mais extensa do País, como a Toca da Boa Vista (município de Campo Formoso, BA), uma caverna com padrão labiríntico e cerca de 80 km de galerias mapeadas. Além de cavernas e vistosas paisagens, abrigam também importantes aqüíferos, ainda pouco explorados para abastecimento de água. Grande parte da região metropolitana de Belo Horizonte, por exemplo, é abastecida com água subterrânea proveniente do carste.

Nos Estados de São Paulo e Paraná, os terrenos cársticos concentram-se sobre calcários metamorfizados e dobrados do Grupo Açungui, com relevo acidentado e zonas de carste poligonal, dominado por bacias de drenagem centrípeta e vistosos cones cársticos. Os sistemas de cavernas, atingindo até 8km de desenvolvimento, caracterizam-se por abrigar os maiores desníveis subterrâneos do país, como as cavernas Casa de Pedra, com 350 m, e o Abismo do Juvenal, com 250 m, localizadas no alto vale do rio Ribeira, sul de São Paulo.

No Oeste do Brasil, importantes sistemas cársticos encontram-se nos calcários e dolomitos do Grupo Corumbá, MS e Grupo Araras, MT. No setor leste da serra da Bodoquena e região do município de Bonito, MS, ocorrem cavernas com grandes lagos subterrâneos. Atividades de exploração subaquática têm revelado passagens com 50 m de largura e profundidades de 150 m, evidenciando cavernas em processo de submersão devido à subsidência tectônica da região.

Leituras recomendadas

FEITOSA, F. A. C. e MANOEL Fo., J. (coord.) *Hidrogeologia – conceitos e aplicações.* Fortaleza: CPRM e LABHID-UFPE, 1997.

FREEZE, A. & CHERRY, J. A. *Groundwater.* Engelwood Cliffs:Prentice–Hall, 1979.

GILLIESON, D. *Caves: Processes, Development, Management.* Oxford: Blackwell, 1996.

7.1 "Buraco" de Cajamar: acidente geológico no carste

Em agosto de 1986, a população de Cajamar (SP) assistiu ao episódio repentino da formação de uma cratera com cerca de 10m de diâmetro e profundidade. Destruindo o quintal de uma casa, a formação do buraco foi antecedida por ruídos descritos como explosões ou trovoadas longínquas. A partir deste dia, o buraco continuou a crescer, atingindo 29m de diâmetro e 18m de profundidade em um mês, consumindo quatro sobrados (figura 7.22) e formando trincas em construções num raio de 400m. Após seis meses, o buraco estabilizou com 32m de diâmetro e profundidade constante de 13m. A população local, sem saber, estava sentindo a predisposição ao colapso com muita antecedência observando deformações em pisos, surgimento de rachaduras em paredes, rompimento de tubulações da rede de fornecimento de água e a ocorrência de ruídos.

No dia do colapso, geólogos em visita ao local levantaram a hipótese do abatimento de uma caverna abaixo da cidade, pois esta se encontra sobre calcários. Estudos posteriores realizados por geólogos do Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, mostraram tratar-se de uma dolina desenvolvida no manto intempérico que cobre as rochas carbonáticas, devido ao colapso de cavidades profundas na rocha. O rebaixamento do nível freático abaixo da zona de cavidades foi a causa do colapso destas. Atribuiu-se o rebaixamento do nível d'água à somatória dos efeitos da época de estiagem e da extração de água por poços da região. Este acidente geológico causou muita polêmica na época, pois foi a primeira dolina de colapso no Brasil que afetou uma zona urbana densamente ocupada. Após sua estabilização, a área da dolina de Cajamar foi transformada em praça pública. Fenômeno semelhante aconteceu em seguida na zona urbana de Sete Lagoas, MG. Aliás, Sete Lagoas deriva seu nome de sete dolinas com lagos. A formação de dolinas representa um fenômeno de risco geológico que deve ser considerado no planejamento do uso e ocupação do solo em terrenos carbonáticos.

Fig. 7.22 Situação estabilizada da dolina de Cajamar em 7/1/87, com afloramento do nível d'água no fundo. No início do colapso em 12/8/86, época de estiagem, não aflorava água.

8
INTEMPERISMO E
FORMAÇÃO DO SOLO
Maria Cristina M. Toledo
Sonia Maria B. de Oliveira
Adolpho J. Melfi

Habitamos a superfície da Terra e dependemos, para viver, dos materiais disponíveis. Estes, em sua maior parte, são produto das transformações que a crosta terrestre sofre na interação com a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera, ou seja, são produtos do **intemperismo**. Constituem a base de importantes atividades humanas, relacionadas, por exemplo, ao cultivo do solo e ao aproveitamento dos depósitos minerais na construção civil e na indústria. A exploração sustentável desses recursos depende do conhecimento de sua natureza e da compreensão de sua gênese, o que constitui o objetivo principal deste capítulo.

O intemperismo é o conjunto de modificações de ordem física (desagregação) e química (decomposição) que as rochas sofrem ao aflorar na superfície da Terra. Os produtos do intemperismo, rocha alterada e solo, estão sujeitos aos outros processos do ciclo supérgeno – erosão, transporte, sedimentação – os quais acabam levando à denudação continental, com o conseqüente aplainamento do relevo.

Os fatores que controlam a ação do intemperismo são o clima, que se expressa na variação sazonal da temperatura e na distribuição das chuvas, o relevo, que influi no regime de infiltração e drenagem das águas pluviais, a fauna e flora, que fornecem matéria orgânica para reações químicas e remobilizam materiais, a rocha parental, que, segundo sua natureza, apresenta resistência diferenciada aos processos de alteração intempérica e, finalmente, o tempo de exposição da rocha aos agentes intempéricos.

IMP

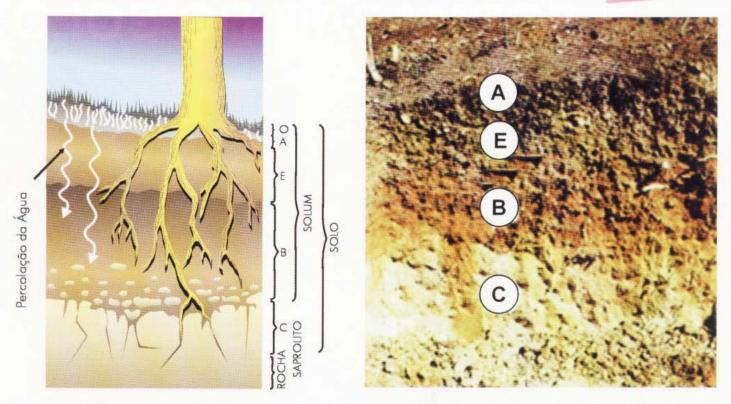



Fig. 8.1 Perfil de alteração ou perfil de solo típico, constituído, da base para o topo, pela rocha inalterada, saprolito e solum. O solum compreende os horizontes afetados pela pedogênese (O, A, E e B). O solo compreende o saprolito (C) e o *solum*.

Descrição dos horizontes:

C – Horizonte de rocha alterada (saprolito). Pode ser subdividido em saprolito grosseiro (parte inferior, onde as estruturas e texturas da rocha estão conservadas) e saprolito fino (parte superior, onde a herança morfológica da rocha não é mais reconhecida).
B – Horizonte de acumulação de argila, matéria orgânica e oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio.
E – Horizonte mais claro, marcado pela remoção de partículas argilosas, matéria orgânica e oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio
A – Horizonte escuro, com matéria mineral e orgânica e alta atividade biológica .
O – Horizonte rico em restos orgânicos em vias de decomposição.

◄ Perfil de solo. Foto: Alain Ruellan.

A **pedogênese** (formação do solo) ocorre quando as modificações causadas nas rochas pelo intemperismo, além de serem químicas e mineralógicas, tornam-se sobretudo estruturais, com importante reorganização e transferência dos minerais formadores do solo – principalmente argilominerais e oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio – entre os níveis superiores do manto de alteração. Aí desempenham papel fundamental a fauna e a flora do solo que, ao realizarem suas funções vitais, modificam e movimentam enormes quantidades de material, mantendo o solo aerado e renovado em sua parte mais superficial.

O intemperismo e a pedogênese levam à formação de um **perfil de alteração** ou **perfil de solo**. O perfil é estruturado verticalmente, a partir da rocha fresca, na base, sobre a qual formam-se o **saprolito** e o ***solum***, que constituem, juntos, o **manto de alteração** ou **regolito** (Fig. 8.1). Os materiais do perfil vão se tornando tanto mais diferenciados com relação à rocha parental em termos de composição, estruturas e texturas, quanto mais afastados se encontram dela. Sendo dependentes do clima e do relevo, o intemperismo e a pedogênese ocorrem de maneira distinta nos diferentes compartimentos morfo-climáticos do globo, levando à formação de perfis de alteração compostos de horizontes de diferente espessura e composição.

8.1 Tipos de Intemperismo

Os processos intempéricos atuam através de mecanismos modificadores das propriedades físicas dos minerais e rochas (morfologia, resistência, textura, etc.), e de suas características químicas (composição química e estrutura cristalina). Em função dos mecanismos predominantes de atuação, são normalmente classificados em **intemperismo físico** e **intemperismo químico**. Quando a ação (física ou bioquímica) de organismos vivos ou da matéria orgânica proveniente de sua decomposição participa do processo, o intemperismo é chamado de físico-biológico ou químico-biológico.

8.1.1 Intemperismo físico

Todos os processos que causam desagregação das rochas, com separação dos grãos minerais antes coesos e com sua fragmentação, transformando a rocha inalterada em material descontínuo e friável, constituem o intemperismo físico.

As variações de temperatura ao longo dos dias e noites e ao longo das diferentes estações do ano causam expansão e contração térmica nos materiais rochosos, levando à fragmentação dos grãos minerais. Além disso, os minerais, com diferentes coeficientes de dilatação térmica, comportam-se de forma diferenciada às variações de temperatura, o que provoca deslocamento relativo entre os cristais, rompendo a coesão inicial entre os grãos. A mudança cíclica de umidade também pode causar expansão e contração e, em associação com a variação térmica, provoca um efetivo enfraquecimento e fragmentação das rochas. Este mecanismo é especialmente eficiente nos desertos, onde a diferença de temperatura entre o dia e a noite é muito marcada.

O congelamento da água nas fissuras das rochas, acompanhado por um aumento de volume de cerca de 9%, exerce pressão nas paredes, causando esforços que terminam por aumentar a rede de fraturas e fragmentar a rocha (Figs. 8.2 e 8.3).

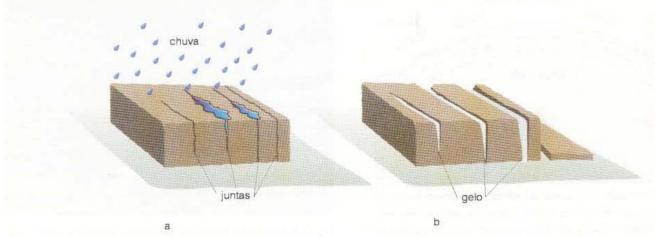



Fig. 8.2 Fragmentação por ação do gelo. A água líquida ocupa as fissuras da rocha (a), sendo posteriormente congelada, expandindo e exercendo pressão nas paredes (b).

A cristalização de sais dissolvidos nas águas de infiltração tem o mesmo efeito. Com o passar do tempo, o crescimento desses minerais também causa expansão das fissuras e fragmentação das rochas. Essa cristalização pode chegar a exercer pressões enormes sobre as paredes das rochas, não somente devido ao próprio crescimento dos cristais, mas também por sua expansão térmica, quando a temperatura aumenta nas horas mais quentes do dia, ou pela absorção de umidade.

Fig. 8.3 Bloco de gnaisse fraturado pela ação do gelo nas fissuras (Antártica). Foto: Michael Hambrey.

Este tipo de intemperismo físico é um dos principais problemas que afetam os monumentos. Os sais mais comuns que se precipitam nas fissuras das rochas são cloretos, sulfatos e carbonatos originados da própria alteração intempérica da rocha, que são dissolvidos pelas soluções percolantes provenientes das chuvas. Há, atualmente, uma grande preocupação em preservar e restaurar monumentos históricos e, por essa razão, esses processos intempéricos vêm sendo intensamente investigados.

O intemperismo físico também ocorre quando as partes mais profundas dos corpos rochosos ascendem a níveis crustais mais superficiais. Com o alívio da pressão, os corpos rochosos expandem, causando a abertura de fraturas grosseiramente paralelas à superfície ao longo da qual a pressão foi aliviada. Estas fraturas recebem o nome de **juntas de alívio** (Fig. 8.4).

Fig. 8.4 Formação das **juntas de alívio** em conseqüência da expansão do corpo rochoso sujeito a alívio de pressão pela erosão do material sobreposto. Estas descontinuidades servem de caminhos para a percolação das águas que promovem a alteração química. a) antes da erosão; b) depois da erosão.

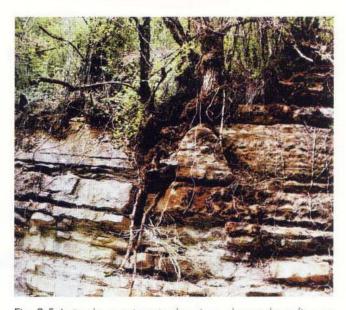



Fig. 8.5 Ação do crescimento de raízes, alargando as fissuras e contribuindo para a fragmentação das rochas. Foto: Alain Ruellan.

Finalmente, outro efeito do intemperismo físico é a quebra das rochas pela pressão causada pelo crescimento de raízes em suas fissuras (Fig. 8.5).

Fragmentando as rochas e, portanto, aumentando a superfície exposta ao ar e à água, o intemperismo físico abre o caminho e facilita o intemperismo químico. A Fig. 8.6 mostra o aumento da superfície específica de um bloco de rocha quando dividido em blocos menores.

8.1.2 Intemperismo químico

O ambiente da superfície da Terra, caracterizado por pressões e temperaturas baixas e riqueza de água e oxigênio, é muito diferente daquele onde a maioria das rochas se formaram. Por esse motivo, quando as rochas afloram à superfície da Terra, seus minerais entram em desequilíbrio e, através de uma série de reações químicas, transformam-se em outros minerais, mais estáveis nesse novo ambiente.

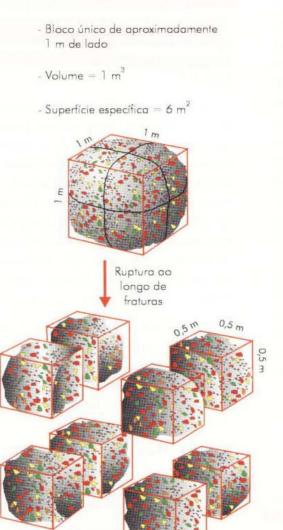
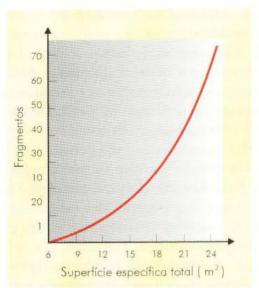
O principal agente do intemperismo químico é a água da chuva, que infiltra e percola as rochas. Essa água, rica em O_2, em interação com o CO_2 da atmosfera, adquire caráter ácido. Em contato com o solo, onde a respiração das plantas pelas raízes e a oxidação da matéria orgânica enriquecem o ambiente em CO_2, tem seu pH ainda mais diminuído.

- 8 fragmentos, cada um com aproximadamente 0,5 m de lado
- Volume = $(0,5)^3 \times 8 = 1\ m^3$
- Superfície específica = $12\ m^3$

Fig. 8.6 A fragmentação de um bloco de rocha é acompanhada por um aumento significativo da superfície exposta à ação dos agentes intempéricos. Neste exemplo, um bloco de rocha aproximadamente cúbico, de 1 m de lado, apresenta uma área exposta de $6m^2$; quando dividido em oito volumes cúbicos de 0,5m de lado, passa a apresentar superfície exposta de $12m^2$. O gráfico mostra que a superfície específica aumenta geometricamente com o aumento do número de fragmentos em que é dividido o bloco.

As equações abaixo representam os equilíbrios de H_2O com CO_2:

$$CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3$$

$$H_2CO_3 \rightarrow H^+ + HCO_3^-$$

$$HCO_3^- \rightarrow H^+ + CO_3^{2-}$$

Quando a degradação da matéria orgânica não é completa, vários tipos de ácidos orgânicos são formados e incorporados às águas percolantes, tornando-as muito ácidas e, conseqüentemente, aumentando seu poder de ataque em relação aos minerais, intensificando assim o intemperismo químico.

Os constituintes mais solúveis das rochas intemperizadas são transportados pelas águas que drenam o perfil de alteração (**fase solúvel**). Em conseqüência, o material que resta no perfil de alteração (**fase residual**) torna-se progressivamente enriquecido nos constituintes menos solúveis. Esses constituintes estão nos **minerais primários residuais**, que resistiram à ação intempérica, e nos **minerais secundários** que se formaram no perfil. Dentre os principais minerais residuais, o mais comum é o quartzo. Os minerais secundários são chamados de **neoformados** quando resultam da precipitação de substâncias dissolvidas nas águas que percolam o perfil, como é o caso, por exemplo, dos oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio. Quando se formam pela interação entre as soluções de percolação e os minerais primários, modificando sua composição química, porém preservando pelo menos parcialmente sua estrutura, são chamados de **minerais secundários transformados**. A transformação ocorre essencialmente entre os filossilicatos, como no caso das micas (filossilicato primário) alteradas em illitas ou vermiculitas (filossilicatos secundários).

8.2 Intemperismo, Erosão e Sedimentação

O intemperismo é um elo importante no ciclo das rochas, estando sua atuação estritamente relacionada à gênese das rochas sedimentares.

Os processos intempéricos atuando sobre as rochas individualizam uma fase residual que permanece *in situ*, cobrindo os continentes, e que é formada por minerais primários inalterados e minerais secundários transformados e neoformados. As principais associações minerais do manto de alteração incluem o quartzo, as micas mais ou menos transformadas, os argilominerais do grupo da caulinita e da esmectita e os oxi-hidróxidos de ferro e alumínio. Complementarmente à geração do manto de alteração, é produzida uma fase líquida composta de soluções aquosas ricas nos elementos mais solúveis nas condições reinantes na superfície da Terra, tais como o sódio, o cálcio, o potássio e o magnésio e, em menor grau, o silício.

Em períodos de estabilidade tectônica, quando os continentes estão recobertos por vegetação, essas soluções são lentamente drenadas do perfil de alteração, indo depositar-se nos compartimentos rebaixados das paisagens, entre os quais os mais importantes são as bacias de sedimentação marinhas. Assim, enquanto o continente sofre principalmente erosão química, que leva ao rebaixamento de sua superfíce, nas bacias sedimentares precipitam-se essencialmente sedimentos químicos, que darão origem às rochas sedimentares químicas, tais como os calcários, *cherts* e evaporitos (ver Cap. 14).

Mudanças climáticas e fenômenos tectônicos podem colocar em desequilíbrio o manto de alteração dos continentes, removendo a vegetacão e tornando-o mais vulnerável à erosão mecânica. Dessa forma, os minerais primários e secundários formados no perfil serão carregados pelas águas e depositados nas bacias de sedimentação. Essa etapa do aplainamento dos continentes dominada pela remoção mecânica dos materiais do manto de alteração está relacionada à geração das rochas sedimentares clásticas, tais como os arenitos, folhelhos e argilitos (ver Cap. 14).

Ambientes de intemperismo e ambientes de sedimentação podem ser vistos, portanto, como complementares, sendo dominantes nos primeiros os processos de subtração de matéria e, nos últimos, os processos de adição de matéria.

8.3 As Reações do Intemperismo

As reações do intemperismo químico podem ser representadas pela seguinte equação genérica:

Mineral I + solução de alteração $\rightarrow$ Mineral II + solução de lixiviação

Estas reações estão sujeitas às leis do equilíbrio químico e às oscilações das condições ambientais. Assim, se componentes, como a própria água, são retirados ou adicionados, as reações poderão ser aceleradas ou retardadas, ou seguir caminhos diferentes, gerando

diferentes minerais secundários e diferentes soluções de lixiviação.

Na maior parte dos ambientes da superfície da Terra, as águas percolantes têm pH entre 5 e 9. Nesses ambientes, as principais reações do intemperismo são **hidratação**, **dissolução**, **hidrólise** e **oxidação**. Em alguns ambientes, o pH das águas pode ser inferior a 5 e, neste caso, ao invés da hidrólise, a reação predominante é a **acidólise**.

Hidratação

A hidratação dos minerais ocorre pela atração entre os dipolos das moléculas de água e as cargas elétricas não neutralizadas das superfícies dos grãos (Fig. 8.7). Na hidratação, moléculas de água entram na estrutura mineral, modificando-a e formando, portanto, um novo mineral. Como exemplo, pode-se citar a transformação de anidrita em gipso, segundo a reação:

$$CaSO_4 + 2\,H_2O \rightarrow CaSO_4.2H_2O$$

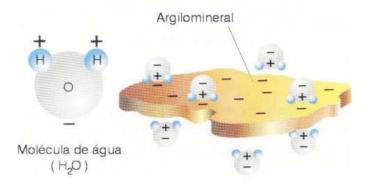



Fig. 8.7 As cargas elétricas insaturadas na superfície dos grãos minerais atraem as moléculas de água, que funcionam como dipolos devido à sua morfologia.

Dissolução

Alguns minerais estão sujeitos à dissolução, que consiste na solubilização completa. É o caso, por exemplo, da calcita e da halita, que entram em solução conforme as equações abaixo:

$$CaCO_3 \rightarrow Ca^{2+} + CO_3^{2-}$$

$$NaCl \rightarrow Na^+ + Cl^-$$

A dissolução intensa das rochas, que ocorre mais comumente em terrenos calcários, pode levar à formação de **relevos cársticos**, caracterizados pela presença de cavernas e dolinas (ver Cap. 7).

Hidrólise

Os principais minerais formadores das rochas, que são os silicatos, podem ser concebidos como sais de um ácido fraco (H_4SiO_4) e de bases fortes (NaOH, KOH, $Ca(OH)_2$, $Mg(OH)_2$). Quando em contato com a água, os silicatos sofrem **hidrólise**, resultando numa solução alcalina, pelo fato de o H_4SiO_4 estar praticamente indissociado e as bases muito dissociadas.

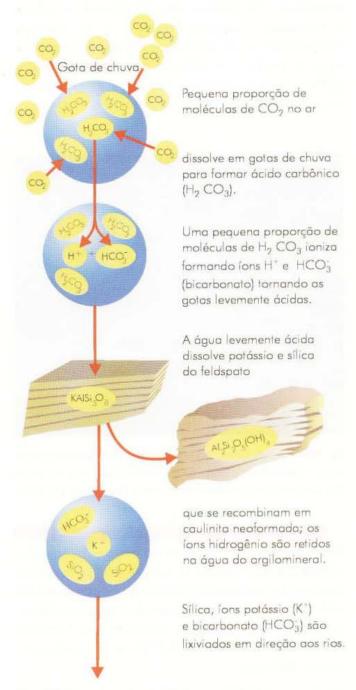



Fig. 8.8 Alteração de um feldspato potássico em presença de água e ácido carbônico, com a entrada de H^+ na estrutura do mineral, substituindo K^+. O potássio é totalmente eliminado pela solução de lixiviação e a sílica apenas parcialmente; a sílica não eliminada recombina-se com o alumínio também não eliminado, formando uma fase secundária argilosa (caulinita).

O íon H^+, resultado da ionização da água, entra nas estruturas minerais, deslocando principalmente os cátions alcalinos (K^+ e Na^+) e alcalino-terrosos (Ca^{2+} e Mg^{2+}), que são liberados para a solução. A estrutura do mineral na interface sólido/solução de alteração acaba sendo rompida, liberando Si e Al (átomos isolados: monômeros, em grupos: polímeros) na fase líquida. Esses elementos podem recombinar-se, resultando na neoformação de minerais secundários. A Fig. 8.8 mostra o esquema de alteração de um feldspato em um mineral secundário neoformado, a caulinita. Na Fig. 8.9, um cristal de feldspato em vias de alteração por dissolução, sem formação de produtos secundários de precipitação imediata, dá uma idéia da perda de matéria e da geração de porosidade causadas pelo intemperismo químico.

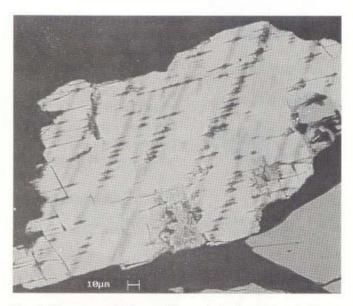



Fig. 8.9 Imagem obtida ao Microscópio Eletrônico de Varredura, mostrando feldspato parcialmente dissolvido ao longo das clivagens pelo intemperismo químico. Foto: A. Alcover Neto.

A hidrólise ocorre sempre na faixa de pH de 5 a 9. Se há, no meio, condições de renovação das soluções reagentes, estas mantêm-se sempre diluídas, e as reações podem prosseguir, eliminando os componentes solúveis. O grau de eliminação dos elementos/substâncias dissolvidos define a intensidade de hidrólise. Por exemplo, no caso dos feldspatos potássicos, podem-se distinguir:

Hidrólise total

Na hidrólise total, 100% da sílica e do potássio são eliminados. A sílica, apesar de pouco solúvel na faixa de pH da hidrólise (Fig. 8.10) pode ser total-

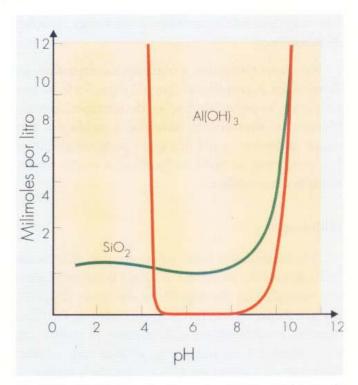



Fig. 8.10 Solubilidade da sílica e do alumínio em função do pH, a 25°C. Até valores de pH de cerca de 8, a sílica é pouco solúvel; sua solubilidade aumenta em meios mais alcalinos. O alumínio é praticamente insolúvel no intervalo de pH dos ambientes normais na superfície (4,5 a 9,5); em meios muito ácidos ou muito alcalinos, é solubilizado como Al^{3+} e AlO_2^-, respectivamente.

mente eliminada se as soluções de alteração permanecerem diluídas, o que acontece em condições de pluviosidade alta e drenagem eficiente dos perfis. O resíduo da hidrólise total do K-feldspato é o hidróxido de alumínio (gibbsita), insolúvel nessa faixa de pH (Fig. 8.10).

$$KAlSi_3O_8 + 8\,H_2O \rightarrow Al(OH)_3 + 3\,H_4SiO_4 + K^+ + OH^-$$

Hidrólise parcial

Na hidrólise parcial, em função de condições de drenagem menos eficientes, parte da sílica permanece no perfil; o potássio pode ser total ou parcialmente eliminado. Esses elementos reagem com o alumínio, formando aluminossilicatos hidratados (**argilominerais**).

Em função do grau de eliminação do potássio, duas situações são possíveis:

- 100% do potássio é eliminado em solução:

$$2\,KAlSi_3O_8 + 11\,H_2O \rightarrow Si_2Al_2O_5(OH)_4 + 4\,H_4SiO_4 + 2\,K^+ + 2\,OH^-$$

Nesse caso, forma-se a caulinita, com eliminação de 66% da sílica e permanência de todo o alumínio.

• parte do potássio não é eliminada em solução:

$$2{,}3\ KAlSi_3O_8 + 8{,}4\ H_2O \rightarrow Si_{3,7}\ Al_{0,3}\ O_{10}\ Al_2\ (OH)_2\ K_{0,3} + 3{,}2\ H_4SiO_4 + 2K^+ + 2OH^-$$

Aqui forma-se outro tipo de argilomineral, a esmectita, com eliminação de 87% do potássio, 46% da sílica e permanência de todo o alumínio.

No caso de hidrólise total, além do alumínio, também o ferro permanece no perfil, já que esses dois elementos têm comportamento geoquímico muito semelhante no domínio hidrolítico. Ao processo de eliminação total da sílica e formação de oxi-hidróxidos de alumínio e de ferro dá-se o nome de **alitização** ou **ferralitização**.

No caso de hidrólise parcial, há a formação de silicatos de alumínio, e o processo é genericamente denominado **sialitização.** Quando são originados argilominerais do tipo da caulinita, em que a relação de átomos Si:Al é 1:1 (um átomo de silício para um de alumínio na molécula), fala-se de **monossialitização**. No caso de serem formados argilominerais do tipo esmectita, em que a relação Si:Al é 2:1 (dois átomos de silício para um de alumínio na molécula), o processo é a **bissialitização**.

Acidólise

Na maior parte da superfície dos continentes, os processos intempéricos são de natureza hidrolítica. No entanto, em ambientes mais frios, onde a decomposição da matéria orgânica não é total, formam-se ácidos orgânicos que diminuem bastante o pH das águas, sendo assim capazes de complexar o ferro e o alumínio, colocando-os em solução. Nestes domínios de $pH < 5$ não é a hidrólise, mas a **acidólise** o processo dominante de decomposição dos minerais primários.

No caso do feldspato potássico, ocorre **acidólise total**, quando as soluções de ataque tiverem pH menor que 3, fazendo com que todos os elementos entrem em solução:

$$K\ Al\ Si_3\ O_8 + 4H^+ + 4\ H_2O \rightarrow 3\ H_4SiO_4 + Al^{3+} + K^+$$

As rochas que sofrem acidólise total geram solos constituídos praticamente apenas dos minerais primários mais insolúveis como o quartzo (**solos podzólicos**).

A **acidólise parcial** ocorre quando as soluções de ataque apresentam pH entre 3 e 5 e, nesse caso, a remoção do alumínio é apenas parcial, levando à individualização de esmectitas aluminosas:

$$9\ K\ Al\ Si_3\ O_8 + 32\ H^+ \rightarrow 3\ Si_{3,5}\ Al_{0,5}\ O_{10}\ Al_2\ (OH)_2 + 1{,}5\ Al^{3+} + 9\ K^+ + 6{,}5\ H_4SiO_4$$

Oxidação

Alguns elementos podem estar presentes nos minerais em mais de um estado de oxidação, como, por exemplo, o ferro, que se encontra nos minerais ferromagnesianos primários como a biotita, anfibólios, piroxênios e olivinas sob forma de Fe^{2+}. Liberado em solução, oxida-se a Fe^{3+}, e precipita como um novo mineral, a goethita, que é um óxido de ferro hidratado (Fig. 8.11):

$$2\ FeSiO_3 + 5\ H_2O + \frac{1}{2}\ O_2 \rightarrow 2\ FeOOH + 2\ H_4SiO_4$$

A goethita pode transformar-se em hematita por desidratação:

$$2FeOOH \rightarrow Fe_2O_3 + H_2O$$

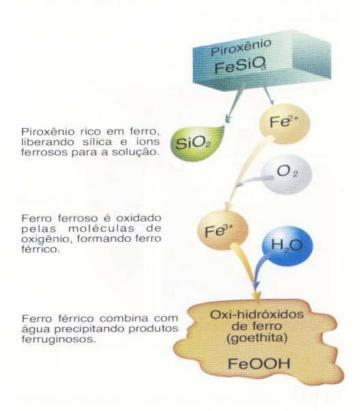



Fig. 8.11 A alteração intempérica de um mineral com Fe^{2+} resulta, por oxidação do Fe^{2+} para Fe^{3+}, na formação de um oxi-hidróxido, a goethita.

O Fe^{3+} não entra na estrutura da maior parte dos argilominerais. Apenas em certas esmectitas (nontronitas) pode ser encontrado substituindo o Al^{3+}. Mais raramente, em quantidade muito pequena, pode substituir o Al^{3+} nas caulinitas. De modo geral, no domínio da hidrólise total ou da hidrólise que leva à monossialitização, o ferro é individualizado em óxidos e oxi-hidróxidos (hematita e goethita, principalmente). Esses minerais conferem às coberturas intempéricas tons de castanho, vermelho, laranja e amarelo, tão comuns nos solos das zonas tropicais.

Genericamente, dá-se o nome de **lateritas** às formações superficiais constituídas por oxi-hidróxidos de alumínio e de ferro e por caulinita. Ao conjunto de processos responsáveis por essas associações minerais, respectivamente, alitização e monossialitização, dá-se o nome de **laterização**.

Todas as reações do intemperismo químico acontecem nas descontinuidades das rochas, podendo resultar no fenômeno denominado **esfoliação esferoidal**. As arestas e os vértices dos blocos rochosos são mais expostos ao ataque do intemperismo químico que as faces, o que resulta na formação de blocos de formas arredondadas a partir de formas angulosas (Figs. 8.12 e 8.13).

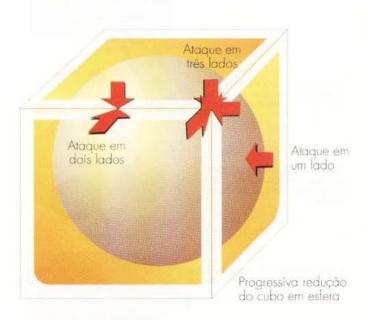



Fig. 8.12 A alteração esferoidal resulta na produção de formas arredondadas a partir de formas angulosas de blocos de rocha. As formas arredondadas podem apresentar-se escamadas, como mostra a Fig. 8.13. Este fenômeno deve-se à maior rapidez do ataque do intemperismo nos vértices e arestas dos blocos rochosos, em relação às faces.

8.4 Distribuição dos Processos de Alteração na Superfície da Terra

A distribuição potencial dos processos de alteração na superfície da Terra na escala do planeta, em função dos parâmetros climáticos atuais, está representada na Fig. 8.14. Esse esquema distingue basicamente dois domínios:

• Regiões sem alteração química, correspondendo a 14% da superfície dos continentes;

• Regiões com alteração química, correspondendo a 86% da superfície dos continentes.

As regiões sem alteração química são aquelas caracterizadas por uma carência total de água no estado líquido, o que pode resultar de duas situações:

a) as temperaturas reinantes são inferiores a 0°C, de tal sorte que a água se encontra sempre no estado sólido: são as zonas polares;

b) o meio é caracterizado por uma secura extrema devido à ausência de chuva, ou por forte evaporação: são os desertos verdadeiros, como o Saara, o Atacama e o Gobi.

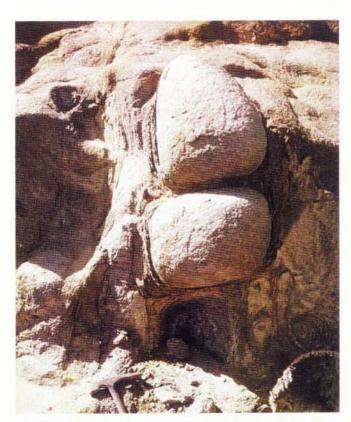



Fig. 8.13 Alteração esferoidal em bloco de rocha ígnea, com escamas concêntricas, sendo as mais externas mais alteradas que as mais internas. Fonte: Plummer & McGeary, 1996.

As regiões com alteração química correspondem ao resto do globo e são caracterizadas, ao mesmo tempo, por uma certa umidade e pela existência de cobertura vegetal mais ou menos desenvolvida. Trata-se de um domínio heterogêneo, que é subdividido em quatro zonas de distribuição grosseiramente latitudinal, em função de suas características climáticas:

• Zona da acidólise total (16% da superfície continental)

São as zonas frias do globo, onde a vegetação é composta principalmente por líquens e coníferas, cujos resíduos se degradam lentamente, fornecendo complexos orgânicos capazes de fazer o alumínio migrar por acidólise total. Os solos resultantes são solos podzólicos, ricos em quartzo e em matéria orgânica. A zona da acidólise total corresponde à zona circumpolar do hemisfério norte.

• Zona da alitização (13,5% da superfície continental)

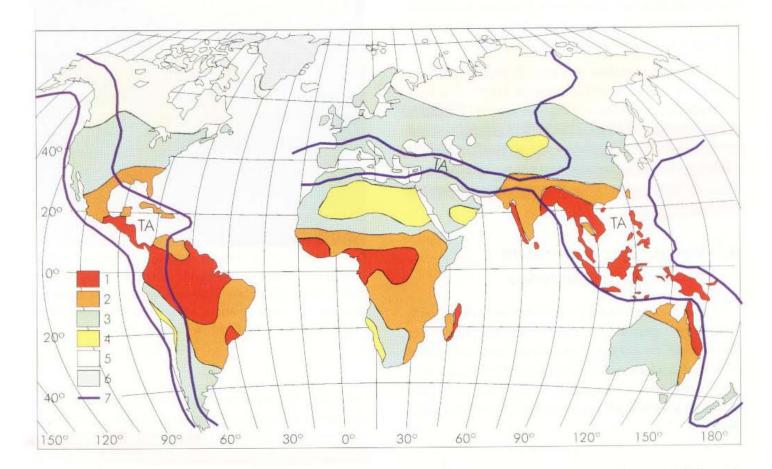
Corresponde às regiões do domínio tropical, caracterizadas por precipitação abundante, superior a 1.500 mm, e vegetação exuberante. A associação mineral característica é de oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio, goethita e gibbsita, respectivamente.

1 Zona da alitização
2 Zona da monossialitização
3 Zona da bissialitização
4 Zonas muito áridas, sem alteração química
5 Zona da acidólise total
6 Zonas cobertas por gelo
7 Extensão aproximada das áreas tectonicamente ativas (TA), nas quais os tipos de intemperismo encontram-se modificados

Fig. 8.14 Distribuição dos principais processos de intemperismo na superfície da Terra.

• Zona da monossialitização (18% da superfície continental)

Está contida no domínio tropical sub-úmido, com precipitação superior a 500 mm e temperatura média anual superior a 15°C. Os principais minerais formados são a caulinita e os oxi-hidróxidos de ferro.

• Zona da bissialitização (39% da superfície continental)

São as zonas temperadas e áridas, onde a alteração e lixiviação são pouco intensas, resultando na formação de argilominerais secundários em silício. Essa zona engloba tanto o ambiente hidrolítico de formação de esmectitas ricas em elementos alcalinos e alcalino-terrosos, como o ambiente da acidólise parcial, onde se formam as esmectitas aluminosas.

Esse esquema, válido na escala do planeta, pode ser bastante modificado por condições locais de relevo, microclima, tipo litológico predominante, etc. Na Bacia Amazônica, por exemplo, embora o processo dominante seja a laterização, sobre rochas ricas em quartzo pode ocorrer uma acidólise secundária, resultando na perda de argilas e levando à formação de verdadadeiros solos podzólicos.

8.5 Fatores que Controlam a Alteração Intempérica

Várias características do ambiente em que se processa o intemperismo influem diretamente nas reações de alteração, no que diz respeito à sua natureza, velocidade e intensidade. São os chamados fatores de controle do intemperismo, basicamente representados pelo **material parental**, **clima**, **topografia**, **biosfera** e **tempo**.

Material parental

A alteração intempérica das rochas depende da natureza dos minerais constitutintes, de sua textura e estrutura. Por exemplo, uma rocha silicática como o granito é mais resistente à alteração que uma rocha carbonática, como o mármore (Fig. 8.15).

Entre os minerais constituintes das rochas, alguns são mais suscetíveis que outros à alteração. A série de Goldich (Tabela 8.1) representa a seqüência normal de estabilidade dos principais minerais frente ao intemperismo. Para os minerais silicáticos de origem magmática, esta série é equivalente à série de Bowen

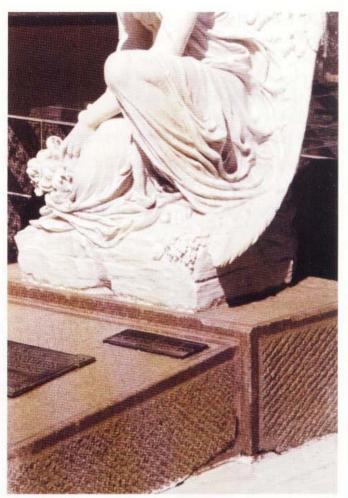



Fig. 8.15 Rochas diferentes expostas na mesma época (década de 1960), apresentando diferentes graus de alteração. A escultura, em mármore, encontra-se bastante alterada, enquanto o túmulo, em granito, está bem melhor preservado. Foto: M. C. M. de Toledo.

(ver Cap. 16), que representa a ordem de cristalização dos minerais a partir do magma. Assim, considerando a seqüência de minerais máficos, a olivina, primeiro mineral a cristalizar-se, a cerca de 1.400° C, é o mineral mais suscetível à alteração; em seguida vêm os piroxênios, os anfibólios e as micas, cristalizados a temperaturas mais baixas. Considerando a seqüência dos plagioclásios, a anortita apresenta ponto de fusão máximo e a albita, mínimo. Os K-feldspatos fundem a temperaturas ainda mais baixas. Assim, são mais suscetíveis à alteração intempérica, pela ordem, anortita, albita e K-feldspato. O quartzo, último mineral a cristalizar-se, já a temperaturas próximas de 500°C, é o mineral comum mais resistente ao intemperismo. Não é, entretanto, inalterável, pois, em condições de clima tropical muito agressivas, o intemperismo químico pode dissolvê-lo.

Tabela 8.1 Série de Goldich: ordem de estabilidade frente ao intemperismo dos minerais mais comuns. Comparação com a série de cristalização magmática de Bowen.

ESTABILIDADE DOS MINERAIS	VELOCIDADE DE INTEMPERISMO	SÉRIE DE BOWEN		
Mais estável	Menor			
Óxidos de ferro (hematita)				
Hidróxidos de alumínio (gibbsita)		Último a cristalizar		
Quartzo		Quartzo		
Argilominerais				
Muscovita		Muscovita		
Ortoclásio		Ortoclásio		Albita
Biotita			Biotita	
Albita			Minerais máficos (Série de cristalização descontínua)	Plagioclásios (Série de cristalização contínua)
Anfibólios		Anfibólio		
Piroxênios		Piroxênio		
Anortita				Anortita
Olivina			Olivina	
Calcita				
Halita				
		Primeiro a cristalizar		
Menos estável	Maior			

Como conseqüência dessa diferenciação de comportamento dos minerais frente ao intemperismo, os perfis de alteração serão naturalmente enriquecidos nos minerais mais resistentes, como o quartzo, e empobrecidos ou mesmo desprovidos dos minerais mais alteráveis, como a olivina.

A composição mineralógica da rocha em vias de alteração modifica o pH das soluções percolantes em função das reações químicas que ocorrem. Embora a carga elétrica global das estruturas minerais deva ser nula, a superfície dos grãos pode conter valências insaturadas. Em contato com a água, ocorre hidratação pela atração entre os dipolos da água e as cargas superficiais (Fig. 8.7), podendo esta atração ser forte o suficiente para ionizar a água. Os íons H^+ assim gerados substituem os cátions nas superfícies dos grãos minerais, o que resulta no aumento do pH da fase líquida. Assim, a presença de minerais portadores de elementos alcalinos e alcalino-terrosos possibilita a instalação de um pH mais alcalino nas águas que os percolam, enquanto minerais sem estes elementos geram condições de pH mais ácidas.

Uma idéia desta diferença é dada pela escala de **pH de abrasão** (Tabela 8.2). O pH de abrasão é determinado experimentalmente através da medida do pH da suspensão formada por água destilada e ácido carbônico em contato, durante um certo tempo, com a fase mineral pura moída. Na natureza, onde raramente as rochas são monominerálicas, os valores de pH resultantes do contato delas com as águas são a média ponderada dos valores relativos às fases minerais presentes. O pH depende também do tempo de contato das soluções com os grãos minerais e pode variar dentro do perfil, de acordo com os minerais presentes. A boa circulação das soluções no perfil leva à homogeneização do pH. Assim, nas partes dos perfis onde a alteração se processa já há algum tempo, a circulação das águas é mais intensa e o pH das soluções é mais homogêneo. Nas zonas mais profundas do perfil, onde a alteração é incipiente pelo fato de as descontinuidades serem mais fechadas, restringindo a circulação das águas, a variação do pH das soluções é muito maior, diferindo de um ponto a outro, em função do contato com um ou outro mineral.

A textura da rocha original influencia o intemperismo, na medida em que permite maior ou menor infiltração da água. Entre os materiais sedimentares, os arenosos tendem a ser mais permeáveis que os argilosos. Considerando outros tipos de rochas, aquelas com arranjo mais compacto e texturas mais grossas (menor superfície específica dos grãos) alteram-se menos rapidamente que as menos compactas e de texturas mais finas. Outras descontinuidades, como juntas e diáclases, também facilitam a percolação das águas e, portanto, a alteração. É nesse sentido que o intemperismo físico, com seu efeito desagregador do material original, contribui para acelerar o intemperismo químico.

Na Fig. 8.16, pode-se observar o efeito, após erosão, do chamado intemperismo diferencial. A rocha da base da seqüência foi mais intemperizada, tornando-se friável e sendo mais erodida que a rocha da parte superior, que fica suspensa, ainda coesa, não afetada pelos agentes erosivos que atuaram na área. Efeito semelhante ocorreu nas rochas vulcânicas e sedimentares da Bacia do Paraná, onde as camadas de derrames basálticos foram menos

Tabela 8.2 Valores de pH de abrasão para os principais minerais

	Mineral	Composição	pH de abrasão
Silicatos	diopsídio	$CaMg(SiO_3)_2$	10 - 11
	olivina	$(MgFe)_2SiO_4$	10 - 11
	hornblenda	$(CaNa)_2(MgFeAl)_5(AlSi)_8O_{22}(OH)_2$	10
	leucita	$KAlSi_2O_6$	10
	albita	$NaAlSi_3O_8$	9 - 10
	biotita	$K(MgFe)_3(Al)Si_3O_{10}(OH)_2$	8 - 9
	microclínio	$KAlSi_3O_8$	8 - 9
	anortita	$CaAl_2Si_2O_8$	8
	hiperstênio	$(MgFe)_2Si_2O_6$	8
	muscovita	$KAl_2(Al)Si_3O_{10}(OH)_2$	7 - 8
	ortoclásio	$KAlSi_3O_8$	8
	montmorillonita	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	6 - 7
	caulinita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	5 - 7
Óxidos	gibbsita	$Al(OH)_3$	6 - 7
	quartzo	SiO_2	6 - 7
	Hematita	Fe_2O_3	6
Carbonatos	Magnesita	$MgCO_3$	10 - 11
	Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$	9 - 10
	Calcita e aragonita	$CaCO_3$	8

intemperizadas e, assim, mais preservadas da erosão, que as rochas sedimentares sobre e subjacentes. O resultado é o relevo em forma de *cuestas*.

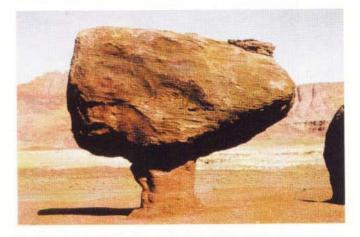



Fig. 8.16 O intemperismo, desagregando e decompondo as rochas, prepara o material para a erosão. Assim, rochas menos intemperizadas serão menos afetadas pela erosão. Na fotografia, observa-se que a erosão incidiu mais fortemente na rocha inferior, mais afetada pelo intemperismo. Fonte: Plummer, C. & D. McGeary, com permissão da McGraw Hill Companies.

A velocidade da alteração de um mesmo tipo de material pode modificar-se com o tempo. Por exemplo, um derrame vulcânico recém-formado apresentará, no início de sua exposição aos agentes intempéricos, uma alteração mais lenta, devido à limitada infiltração das águas. Com o desenvolvimento de material intemperizado na superfície do derrame, haverá progressivamente condições para que as águas se infiltrem cada vez mais e permaneçam mais tempo em contato com os materiais ainda inalterados, promovendo as reações químicas de forma mais eficiente que no início.

Clima

O clima é o fator que, isoladamente, mais influencia no intemperismo (Fig. 8.17). Mais do que qualquer outro fator, determina o tipo e a velocidade do intemperismo numa dada região. Os dois mais importantes parâmetros climáticos, precipitação e temperatura, regulam a natureza e a velocidade das reações químicas. Assim, a quantidade de água dispo-

Físico moderado
Físico forte
Físico moderado
Físico leve
Químico moderado com ação do congelamento
Químico forte
Químico moderado
Físico e químico muito leves
Temperatura média anual (°C)
-10
0
10
20
200
150
100
50
Pluviosidade anual (cm)

Fig. 8.17 O papel do clima é preponderante na determinação do tipo e eficácia do intemperismo. O gráfico mostra as variações das condições de intemperismo em função da pluviosidade anual e da temperatura média anual. O intemperismo físico predomina nas áreas onde temperatura e pluviosidade são baixas. Ao contrário, temperatura e pluviosidade mais altas favorecem o intemperismo químico. No mapa estão representados os diferentes regimes de intemperismo em várias regiões do continente americano.

nível nos perfis de alteração, fornecida pelas chuvas, bem como a temperatura, agem no sentido de acelerar ou retardar as reações do intemperismo, ou ainda modificar a natureza dos produtos neoformados, segundo a possibilidade de eliminação de componentes potencialmente solúveis.

Quanto maior a disponibilidade de água (pluviosidade total) e mais freqüente for sua renovação (distribuição das chuvas), mais completas serão as reações químicas do intemperismo. A Fig. 8.18 mostra que a quantidade e a natureza dos produtos do intemperismo estão muito bem correlacionadas com a precipitação média anual.

A temperatura desempenha um papel duplo, condicionando a ação da água: ao mesmo tempo em que acelera as reações químicas, aumenta a evaporação, diminuindo a quantidade de água disponível para a lixiviação dos produtos solúveis. A cada 10°C de aumento na temperatura, a velocidade das reações químicas aumenta de duas a três vezes.

A Fig. 8.19 mostra o efeito combinado da precipitação, temperatura e vegetação sobre o desenvolvimento

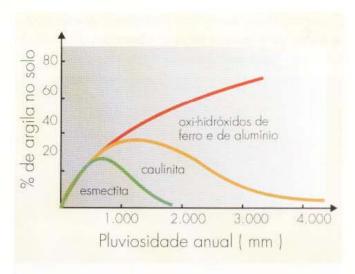



Fig. 8.18 A intensidade do intemperismo aumenta com a pluviosidade, resultando num solo com maior proporção de minerais secundários (fração argila). A cada faixa de pluviosidade corresponde uma composição preponderante dos minerais secundários: esmectita para pluviosidade não muito elevada (bissialitização), caulinita para pluviosidade média (monossialitização) e oxi-hidróxidos para pluviosidade mais alta (alitização e ferralitização).

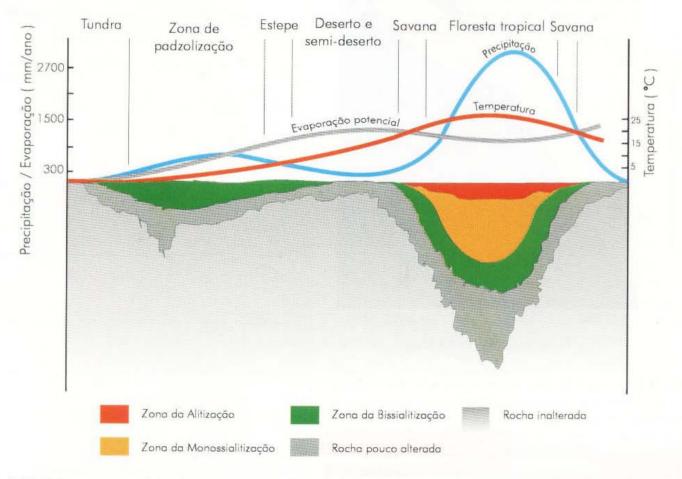



Fig. 8.19 O tipo e a intensidade do intemperismo podem ser relacionados com a temperatura, pluviosidade e vegetação. O intemperismo químico é mais pronunciado nos trópicos, onde temperatura e pluviosidade são maiores. Ao contrário, nas regiões polares e nos desertos, o intemperismo é mínimo.

do perfil de alteração. O intemperismo é mais pronunciado nos trópicos, onde a alteração é intensa, afetando todos os minerais alteráveis ao mesmo tempo, que desaparecem rapidamente, dando lugar a produtos secundários neoformados. Em geral, os minerais primários estão ausentes, com exceção daqueles mais resistentes como, por exemplo, o quartzo e a muscovita. Os perfis apresentam grande espessura de saprolito e de *solum*.

Nos climas mais frios, a alteração afeta apenas os minerais primários menos resistentes (por exemplo, nas rochas mais comuns da crosta, os ferromagnesianos, deixando inalterados os aluminossilicatos). Esta alteração é diferencial no tempo, resultando em níveis alterados que contêm uma certa quantidade de minerais primários não decompostos.

Um exemplo clássico da ação do clima na velocidade do intemperismo químico é dado pelo caso de um obelisco egípcio com idade de mais de 3.000 anos e que se encontrava ainda bem preservado em seu local de origem; quando foi retirado e exposto em região mais úmida (Nova Iorque, EUA), sofreu tamanha alteração que, após pouco tempo, as inscrições originais já não eram mais legíveis (Fig. 8.20).

Fig. 8.20 A agulha de Cleópatra, um obelisco egípcio de granito, sofreu alteração mais intensa em 75 anos em Nova Iorque do que em 35 séculos no Egito, sob clima muito mais seco. Foto: M. C. M. de Toledo.

Topografia

A topografia regula a velocidade do escoamento superficial das águas pluviais (que também depende da cobertura vegetal) e, portanto, controla a quantidade de água que se infiltra nos perfis, de cuja eficiência depende a eliminação dos componentes solúveis. As reações químicas do intemperismo ocorrem mais intensamente nos compartimentos do relevo onde é possível boa infiltração da água, percolação por tempo suficiente para a consumação das reações e drenagem para lixiviação dos produtos solúveis. Com a repetição desse processo, os componentes solúveis são eliminados e o perfil se aprofunda.

A Fig. 8.21 mostra diferentes situações de relevo que influem diretamente na infiltração das águas e na drenagem interna dos perfis. Em encostas muito íngremes, o perfil de alteração não se aprofunda porque as águas escoam rapidamente, não ficando em contato com os materiais tempo suficiente

Fig. 8.21 Influência da topografia na intensidade do intemperismo.
Setor A: Boa infiltração e boa drenagem favorecem o intemperismo químico.
Setor B: Boa infiltração e má drenagem desfavorecem o intemperismo químico.
Setor C: Má infiltração e má drenagem desfavorecem o intemperismo químico e favorecem a erosão.

para promover as reações químicas. Além disso, o material desagregado em início de alteração é facilmente carregado pela erosão. Por outro lado, nas baixadas, as águas ficam muito tempo em contato com as rochas e tornam-se concentradas nos componentes solúveis, perdendo assim sua capacidade de continuar promovendo as reações de ataque aos minerais. Nesses meios confinantes, próximos ao nível freático e sem escoamento suficiente, o perfil também não se aprofunda muito e o processo atuante é normalmente a bissialitização.

O relevo ideal para o desenvolvimento de perfis de alteração profundos e evoluídos, ou seja, portadores de minerais secundários de composição bem distante daquela dos minerais primários e pobres em componentes potencialmente solúveis, é o de platôs de encostas suaves. Nesses compartimentos topográficos, há desnível considerável em relação ao nível de base regional, permitindo boa infiltração das águas, drenagem interna dos perfis eficiente e conseqüente eliminação dos produtos dissolvidos. Com o escoamento superficial reduzido, os perfis formados são poupados de uma erosão intensa, podendo desenvolver grandes espessuras, de dezenas ou mesmo de centenas de metros. Os minerais secundários aí formados tendem a uma composição mais simples: oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio e caulinita onde a sílica não tiver sido totalmente lixiviada; em outras palavras, ocorre alitização (ou ferralitização) e monossialitização.

Biosfera

A qualidade da água que promove o intemperismo químico é bastante influenciada pela ação da biosfera. A matéria orgânica morta no solo decompõe-se, liberando CO_2, cuja concentração nos poros do solo pode ser até 100 vezes maior que na atmosfera, o que diminui o pH das águas de infiltração. Em torno das raízes das plantas, o pH é ainda menor, na faixa de 2 a 4, e é mantido enquanto o metabolismo da planta continua (Fig. 8.22). Isso é particularmente importante para o comportamento do alumínio que, sendo muito pouco solúvel nos meios normais, torna-se bastante solúvel em pH abaixo de 4.

A biosfera também participa mais diretamente no processo intempérico através da formação de moléculas orgânicas que são capazes de complexar cátions dos minerais, colocando-os em solução. Os ácidos orgânicos produzidos pelos microorganismos são capazes de extrair até mil vezes mais ferro e alumínio

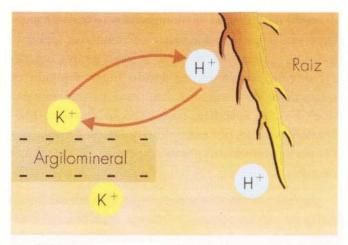



Fig. 8.22 A concentração hidrogeniônica nas imediações das raízes das plantas pode ser muito grande (baixo pH), facilitando trocas iônicas com os grãos minerais.

dos silicatos que as águas da chuva. Superfícies rochosas colonizadas por líquens, que secretam ácido oxálico e ácidos fenólicos, são atacadas pelo intemperismo químico muito mais rapidamente que superfícies rochosas nuas, diretamente expostas aos outros agentes do intemperismo.

Tempo

O tempo necessário para intemperizar uma determinada rocha depende dos outros fatores que controlam o intemperismo, principalmente da susceptibilidade dos constituintes minerais e do clima. Em condições de intemperismo pouco agressivas, é necessário um tempo mais longo de exposição às intempéries para haver o desenvolvimento de um perfil de alteração.

Calcula-se a taxa atual de intemperismo através de estudos de balanço de massa em bacias pequenas, medindo a saída de substâncias dissolvidas na drenagem. A avaliação da velocidade do intemperismo passado pode ser realizada no caso de haver, por exemplo, lavas capeando o perfil de alteração: a datação absoluta da rocha parental do perfil e das lavas coloca um intervalo máximo de tempo para o desenvolvimento do perfil. Avalia-se também o tempo a partir do qual as rochas foram sujeitas ao intemperismo pela datação das superfícies de aplainamento onde os perfis se desenvolvem.

Valores da ordem de 20 a 50 m por milhão de anos podem ser considerados representativos para a velocidade de aprofundamento do perfil de alteração, sendo que o extremo superior deste intervalo refere-se aos climas mais agressivos.

Em climas muito frios, como na Escandinávia, superfícies graníticas descobertas pelo gelo há cerca de 10.000 anos apresentam um manto de alteração de poucos milímetros de espessura. Por outro lado, sob clima tropical, na Índia, cinzas vulcânicas datadas de 4.000 anos desenvolveram uma camada de solo argiloso de 1,8 m de espessura. Em regiões muito úmidas, como no Havaí, o intemperismo de lavas basálticas recentes permitiu a formação de solo suficiente para o cultivo em apenas um ano.

Os estudos da decomposição das rochas em monumentos e edifícios também é útil na compreensão do fator tempo no fenômeno da alteração intempérica. A velocidade do intemperismo dos monumentos pode ser muito pequena, da ordem de alguns milímetros por ano. O exemplo já citado do obelisco (Fig. 8.20) que foi rapidamente alterado em Nova Iorque, sob clima mais úmido que o reinante no Egito, onde foi naturalmente preservado por cerca de 35 séculos, demonstra o efeito interativo entre clima e tempo no processo de intemperismo.

8.6 Produtos do Intemperismo

O manto de intemperismo geralmente evolui, em suas porções mais superficiais, através dos processos pedogenéticos, para a formação dos **solos**. Em condições excepcionais, que exigem uma conjunção de vários fatores, entre os quais condições relativamente agressivas de intemperismo, formam-se no manto de alteração horizontes enriquecidos em minerais de interesse econômico. São os **depósitos lateríticos**.

8.6.1 Solos

Os produtos friáveis e móveis formados na superfície da Terra como resultado da desagregação e decomposição das rochas pela ação do intemperismo podem não ser imediatamente erodidos e transportados pelos agentes da dinâmica externa (vento, gelo, águas) para bacias de sedimentação continentais ou marinhas (zonas deprimidas nos continentes, rios, lagos, mares e oceanos). Quando formados em regiões planas ou de relevo suave ou, ainda, quando estão protegidos por cobertura vegetal, sofrem pouco a ação da erosão, sobretudo a erosão física ou mecânica. Nesta situação, o saprolito evolui através de reorganizações estruturais efetuadas por processos pedogenéticos, dando origem aos solos.

Os processos pedogenéticos ou de formação dos solos são estudados por um ramo relativamente recente das Ciências da Terra, a Pedologia, cujas noções básicas e conceitos fundamentais foram definidos em 1877, pelo cientista russo Dokouchaev. A partir dessa data, o solo deixou de ser considerado simplesmente um corpo inerte, que reflete unicamente a composição da rocha que lhe deu origem (rocha parental), para ser identificado como um material que evolui no tempo, sob ação dos fatores ativos do ciclo supérgeno (clima, vegetação, topografia e biosfera).

Não é fácil definir o solo, pelo fato de ser um material complexo, cujo conceito varia em função da sua utilização. Assim, para o agrônomo ou para o agricultor, o solo é o meio necessário para o desenvolvimento das plantas, enquanto para o engenheiro é o material que serve para a base ou fundação de obras civis; para o geólogo, o solo é visto como o produto da alteração das rochas na superfície, enquanto para o arqueólogo é o material fundamental para as suas pesquisas, por servir de registro de civilizações pretéritas; já para o hidrólogo, o solo é simplesmente o meio poroso que abriga reservatórios de águas subterrâneas. Desta forma, cada uma das especialidades possui uma definição que atende a seus objetivos. Entretanto, existe uma definição simples que se adapta perfeitamente aos propósitos das Ciências da Terra e que considera o **solo** como o produto do intemperismo, do remanejamento e da organização das camadas superiores da crosta terrestre, sob ação da atmosfera, da hidrosfera, da biosfera e das trocas de energia envolvidas.

Para um saprolito tornar-se um solo, é preciso, em primeiro lugar, que nesse meio a alimentação mineral dos organismos vivos autótrofos e, em particular, dos vegetais superiores, esteja assegurada. A vida necessita de água e de elementos químicos, que são encontrados no ar ou dissolvidos na água e que têm como fonte primária as rochas e, secundariamente, os tecidos orgânicos pré-existentes. Nas rochas, esses elementos estão disponíveis para os organismos em concentrações muito baixas e, nas soluções, em concentrações demasiadamente elevadas, para assegurar uma alimentação contínua e suficiente para os organismos vivos. Neste particular, o solo desempenha um papel fundamental por se tratar de um meio intermediário entre a fase sólida (rocha) e líquida (água). No solo, essa função vital para os organismos vivos é desempenhada por uma fração organomineral denominada **plasma argilo-húmico**, por ser constituída pela íntima associação de argilominerais e húmus. A as-

sociação deste plasma argilo-húmico com minerais residuais, herdados da rocha parental como, por exemplo, o quartzo, fornece a organização estrutural e textural do solo.

Em função das condições ambientais, que envolvem rocha parental, clima, organismos vivos (flora e fauna, incluindo o ser humano), relevo e tempo, os solos podem apresentar características e propriedades físicas, químicas e físico-químicas diferenciadas. Assim, os solos podem ser argilosos ou arenosos (variações texturais), podem ser vermelhos, amarelos ou cinza esbranquiçados, podem ser ricos ou pobres em matéria orgânica, podem ser espessos (algumas dezenas de metros) ou rasos (alguns pouco centímetros), podem apresentar-se homogêneos ou nitidamente diferenciados em horizontes.

A formação do solo

Na porção mais superficial do perfil de alteração, o saprolito, sob a ação dos fatores que controlam a alteração intempérica, sofre profundas e importantes modificações, caracterizadas por: **(i) perda de matéria**, provocada pela lixiviação tanto física (em partículas) como química (em solução), **(ii) adição de matéria**, proveniente de fontes externas, incluindo matéria orgânica de origem animal ou vegetal, poeiras minerais vindas da atmosfera e sais minerais trazidos por fluxo ascendente de soluções, **(iii) translocação de matéria**, isto é, remobilização através dos fluxos de soluções no interior do perfil (movimentos verticais e laterais) ou pela ação da fauna e **(iv) transformação de matéria**, em contato com os produtos da decomposição *post mortem* da matéria vegetal e animal.

Esses mecanismos são controlados pelas soluções que percolam o perfil vertical e lateralmente ao longo da vertente e pelos organismos. A cobertura vegetal, dificultando a erosão, tem um papel mais protetor que destruidor das estruturas dos solos.

Numa escala global, os principais agentes de remobilização dos materiais do solo (bioturbação) são os animais. Os vermes são os mais importantes bioturbadores, seguidos pelas formigas. Os cupins e outros invertebrados têm papel menos importante. O impacto desses vários grupos não é uniforme no globo porque habitam ambientes específicos. Os cupins atuam principalmente na faixa tropical, enquanto a atuação dos vermes se estende por todo o planeta, mas concentra-se preferencialmente nos ambientes úmidos das pastagens e florestas. Em termos geográficos, as formigas são mais disseminadas que qualquer outro animal. A atuação da fauna nos solos pode atingir profundidades de até alguns metros, com a escavação, transporte e redeposição de consideráveis quantidades de material, misturando os vários componentes do solo e promovendo a formação de estruturas típicas de bioturbação. A importância da bioturbação pode ser avaliada pela velocidade de construção de cupinzeiros, que se dá na razão de alguns gramas a alguns quilogramas de material por m^2 por ano.

Os horizontes mais superficiais do perfil, por conterem quantidades maiores de matéria orgânica, apresentam uma tonalidade mais escura, enquanto os horizontes inferiores, mais ricos em argilominerais e oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio, são mais claros (regiões temperadas) ou mais avermelhado-amarelados (em regiões tropicais).

Classificação dos solos

Os solos encontrados na superfície da Terra apresentam grande diversidade em função das diferentes combinações de seus fatores de formação. Para a realização da cartografia dos solos, etapa essencial e necessária para sua correta utilização nos diferentes domínios de aplicação, é de fundamental importância sua classificação.

Classificar um solo, entretanto, não é tarefa fácil, pois eles formam um meio contínuo ao longo do relevo, sendo que a passagem lateral de um tipo a outro se faz de forma gradual, o que dificulta em muito a colocação de um limite entre os vários tipos.

A classificação dos solos pode ser feita segundo diferentes critérios. A ênfase na utilização de critérios genéticos, morfológicos ou morfogenéticos varia de país para país, o que dá origem a diferentes classificações pedológicas. São bastante conhecidas a classificação francesa, largamente utilizada para cartografar os solos tropicais da África, a classificação adotada pela FAO (Food and Agricultural Organization) na sistematização da carta mundial de solos, e a classificação portuguesa, também largamente utilizada na África. Entretanto, sem dúvida, a classificação mais difundida é a "Soil Taxonomy", desenvolvida nos EUA, que considera 12 ordens de solos, subdivididos em sub-ordens, grandes grupos, grupos, famílias e séries.

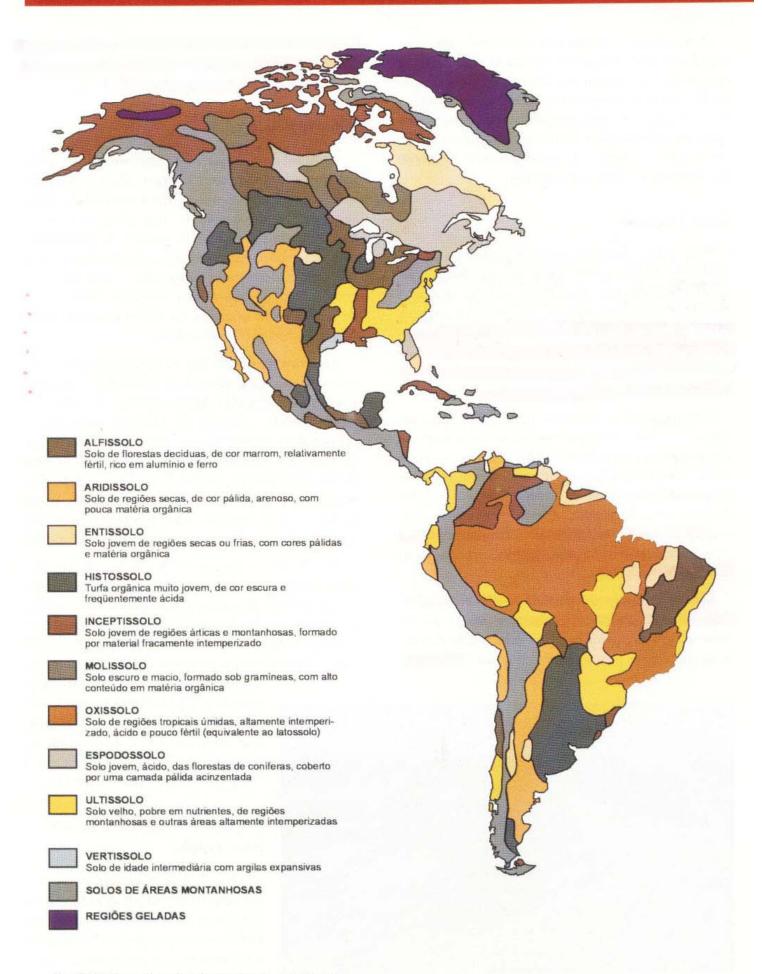



Fig. 8.23 Mapa de solos do continente americano.

A classificação é importante e essencial para a cartografia do solo, pois permite estabelecer correlações entre solos encontrados em diferentes regiões do globo. No mapa de solos do continente americano (Fig. 8.23), traçado com base na classificação norte-americana, fica evidente que a distribuição dos solos é zonal, em função da latitude e da altitude, estando relacionada, portanto, ao clima e à vegetação.

Solos Tropicais

Nas regiões tropicais, como é o caso do Brasil, cada tipo de solo possui propriedades físicas, químicas e morfológicas específicas, mas seu conjunto apresenta um certo número de atributos comuns como, por exemplo, composição mineralógica simples (quartzo, caulinita, oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio), grande espessura e horizontes com cores dominantemente amarelas ou vermelhas (Fig. 8.24).

Em função dos processos genéticos e do longo tempo envolvido na sua formação, os solos tropicais são geralmente empobrecidos quimicamente, como reflexo de uma composição dominada por minerais desprovidos dos elementos mais solúveis. São solos de mais baixa fertilidade, quando comparados com os solos de clima temperado, ricos em argilominerais capazes de reter os elementos químicos necessários ao metabolismo vegetal.

Os solos tropicais representam ecossistemas frágeis, extremamente vulneráveis às ações antrópicas, e que sofrem de forma acentuada os efeitos de uma utilização que se dá por técnicas de manejo não adequadas. A degradação dos solos tropicais, que pode levá-los à destruição, é um dos mais importantes problemas ambientais que a humanidade terá de enfrentar neste século.

Solos brasileiros

O Brasil situa-se quase que inteiramente no domínio tropical úmido (exceto a região Sul e o Nordeste semi-árido). Esta situação, aliada à estabilidade estrutural de seu embasamento, que desde o final do Cretáceo não sofreu movimentações de grande porte, leva à predominância de uma cobertura pedológica que reflete, de maneira acentuada, o fator climático como preponderante na sua formação. Nessa escala de análise, rocha original e condições topográficas locais têm importância secundária.

Os solos brasileiros são bem estudados, existindo um serviço cartográfico da EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) que vem realizando, desde a década de 1960, levantamentos cartográficos sistemáticos do território brasileiro. Esses trabalhos permitiram o desenvolvimento de uma classificação própria, publicada em 1999, subdividindo os solos em classes, com seis diferentes níveis hierárquicos. O primeiro nível comporta 14 classes, identificadas por características expostas na Tabela 8.3.

No Brasil, os latossolos são, de longe, os solos mais importantes do ponto de vista da representação geográfica. Eles ocorrem em praticamente todas as regiões bioclimáticas do País, sobre diferentes tipos de rochas. Como pode ser visto na Fig. 8.23, outros tipos de solos ocorrem em função de peculiaridades das condições de formação e evolução pedológica, como o clima semi-árido do Nordeste brasileiro, que condiciona a formação de vertissolos e entissolos, segundo a "Soil Taxonomy", já mencionada.

Fig. 8.24 Perfil de solo laterítico, com cores avermelhadas características. Foto: Alain Ruellan.

Importância do solo e de sua preservação

O solo é, sem dúvida, o recurso natural mais importante de um país, pois é dele que derivam os produtos para alimentar sua população. Nas regiões intertropicais, essa importância é maior ainda, por duas razões principais:

Tabela 8.3 Classificação de solos utilizada pela EMBRAPA

Solo	Características
Neossolo	Solo pouco evoluído, com ausência de horizonte B. Predominam as características herdadas do material original.
Vertissolo	Solo com desenvolvimento restrito; apresenta expansão e contração pela presença de argilas 2:1 expansivas.
Cambissolo	Solo pouco desenvolvido, com horizonte B incipiente.
Chernossolo	Solo com desenvolvimento médio; atuação de processos de bissialitização, podendo ou não apresentar acumulação de carbonato de cálcio.
Luvissolo	Solo com horizonte B de acumulação (B textural), formado por argila de atividade alta (bissialitização); horizonte superior lixiviado.
Alissolo	Solo com horizonte B textural, com alto conteúdo de alumínio extraível; solo ácido.
Argissolo	Solo bem evoluído, argiloso, apresentando mobilização de argila da parte mais superficial.
Nitossolo	Solo bem evoluído (argila caulinítica – oxi-hidróxidos), fortemente estruturado (estrutura em blocos), apresentando superfícies brilhantes (cerosidade).
Latossolo	Solo altamente evoluído, laterizado, rico em argilominerais 1:1 e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio.
Espodossolo	Solo evidenciando a atuação do processo de podzolização; forte eluviação de compostos aluminosos, com ou sem ferro; presença de humus ácido.
Planossolo	Solo com forte perda de argila na parte superficial e concentração intensa de argila no horizonte subsuperficial.
Plintossolo	Solo com expressiva plintitização (segregação e concentração localizada de ferro).
Gleissolo	Solo hidromórfico (saturado em água), rico em matéria orgânica, apresentando intensa redução dos compostos de ferro.
Organossolo	Solo essencialmente orgânico; material original constitui o próprio solo.

• nessa zona climática, encontra-se a quase totalidade dos países em desenvolvimento, cuja economia depende da exploração de seus recursos naturais, especialmente agrícolas;

• os processos que levam à formação dos solos podem, na zona intertropical, levar também à formação de importantes recursos minerais.

Entretanto, os solos dessas regiões são, em geral, desenvolvidos em áreas tectonicamente estáveis e sobre superfícies de aplainamento esculpidas a partir do final do Mesozóico. São, portanto, solos velhos, frágeis, empobrecidos quimicamente e que se encontram em contínua evolução. Existem em situação de equilíbrio precário, de tal forma que os impactos provocados por causas naturais ou por atividades antrópicas podem desestabilizar o sistema. Desmatamento, cultivo de terras, uso de agroquímicos e exploração mineral são atividades que, se não forem bem conduzidas, através de técnicas desenvolvidas com criteriosa base científica, podem levar à erosão e à contaminação dos solos.

Por ser um recurso finito e não renovável, podendo levar milhares de anos para tornar-se terra produtiva, o solo, uma vez destruído, na escala de tempo de algumas gerações, desaparece para sempre. De acordo com estimativas recentes, as várias formas de degradação dos solos têm levado a perdas de 5 a 7 milhões de hectares de terras cultiváveis por ano. Para compensar essas perdas, seria necessária a disponibilização dessa mesma superfície a cada ano para fins de cultivo, o que é cada vez mais difícil.

A perda dos solos e o crescimento demográfico, que gera grandes pressões para a produção de maior

quantidade de alimentos, têm resultado no desmatamento de áreas florestadas para expansão das áreas agriculturáveis. Essa é uma solução ilusória, pois os solos das florestas representam sistemas muito frágeis, que acabam sendo destruídos com o desmatamento. Na Amazônia, por exemplo, a taxa anual de desmatamento para fins agrícolas está em torno de 1,3 milhões de hectares, e não tem resolvido satisfatoriamente o problema. O uso adequado dos solos já existentes, prevenindo-se sua destruição, é a melhor solução. Além disso, solos de outros ambientes, como o cerrado, com a aplicação de formas adequadas de irrigação, poderiam contribuir de forma mais concreta e permanente para o aumento da produção de alimentos.

Para proteger os recursos do solo, está disponível hoje um conjunto de técnicas de manejo que incluem a identificação e mapeamento dos solos vulneráveis, a implementação de soluções alternativas à forte dependência de agroquímicos e, finalmente, o reflorestamento.

8.6.2 Depósitos lateríticos

Os processos genéticos que atuam na formação de um depósito laterítico classificam-se em 2 grupos:

- Preservação do mineral primário de interesse e sua concentração por acumulação relativa devida à perda de matéria do perfil durante a alteração. Nesse caso, o mineral portador do elemento de interesse econômico é relativamente resistente ao intemperismo e permanece no perfil, enquanto os outros minerais são alterados, e pelo menos parte da matéria é lixiviada do perfil. É o caso, por exemplo, dos depósitos de fosfato, por concentração de apatita, de crômio, por concentração de cromita, estanho, por concentração de cassiterita, ferro, por concentração de hematita, etc.

- Destruição do mineral primário e formação de minerais secundários mais ricos que o mineral primário no elemento de interesse. Isso ocorre com elementos de baixa solubilidade como o Al e o Ti, que formam minerais secundários (gibbsita e anatásio, respectivamente) imediatamente após sua liberação dos minerais primários portadores. Mas também pode ocorrer com elementos mais solúveis, que migram no perfil de alteração e vão precipitar como fases secundárias nos horizontes que apresentem condições propícias para tal. É o caso, por exemplo, do minério de níquel (garnierita e goethita niquelífera) e de manganês (psilomelano e pirolusita).

Em algumas situações, ocorre um processo misto, pelo qual o mineral primário portador do elemento de interesse permanece inalterado no que diz respeito a seu arcabouço essencial, mas sofre transformações que podem melhorar ou piorar sua qualidade como mineral de minério. Um bom exemplo dessa situação são os depósitos lateríticos de nióbio, onde o pirocloro do manto laterítico não é mais o Ca-pirocloro da rocha parental, mas sim o Ba-pirocloro transformado pelo intemperismo.

No caso de alguns depósitos lateríticos, como os de ouro, o minério é formado pela atuação conjunta dos dois processos: o mineral de minério é uma mistura de partículas de ouro primário mais ou menos preservadas da alteração e de partículas de ouro secundário precipitado a partir de soluções.

Como conseqüência de seu modo de formação, por processos de acumulação relativa e/ou absoluta de elementos no perfil de alteração, em ambiente de abundância de água e de oxigênio, as jazidas lateríticas apresentam algumas características comuns. Ocorrem sempre na superfície da terra ou próximo dela, sob forma de bolsões ou mantos, o que permite a lavra a céu aberto. No caso de elementos que admitem mais de um número de oxidação, estes se encontram com seus números de oxidação mais altos. De modo geral, os depósitos lateríticos possuem teores relativamente baixos, o que é compensado por tonelagens expressivas. Finalmente, dada a dificuldade de preservação de formações superficiais por um período de tempo muito extenso, os depósitos lateríticos estão limitados aos tempos geológicos mais recentes, principalmente cenozóicos.

Para que um depósito laterítico se forme, é necessário que ocorra uma convergência de fatores de ordem litológica, climática e morfotectônica. Por fator litológico, entende-se a natureza da rocha sobre a qual o intemperismo vai atuar. De modo geral, nas jazidas lateríticas, há um enriquecimento prévio do elemento em questão na rocha parental que, nesse contexto, é denominada **protominério**. Às vezes, o próprio protominério pode ser explorado, e, nesse caso, o minério laterítico é apenas uma cobertura enriquecida do minério primário. Como exemplo, podem-se mencionar algumas jazidas de apatita e de manganês. Em outros casos, o

protominério é rocha estéril, como as rochas ultramáficas que dão origem às jazidas de níquel laterítico, ou rochas de qualquer natureza, que dão origem às bauxitas (minério de alumínio).

O clima tem um papel importante na gênese dos depósitos lateríticos. De modo geral, são necessárias as condições de alta pluviosidade e temperatura para que a alteração tenha natureza laterítica, caracterizada pelo intenso ataque aos minerais primários e lixiviação dos íons mais solúveis. Por esse motivo, a maior parte das jazidas lateríticas do mundo encontra-se na faixa tropical do globo, sobretudo nas regiões úmidas. Depósitos lateríticos situados fora desta faixa foram originados em outras épocas geológicas quando, em função da deriva continental, estavam sujeitos a condições climáticas mais favoráveis.

Por fatores morfotectônicos favoráveis à gênese de jazidas lateríticas, entendem-se as características do relevo que permitem uma boa drenagem, possibilitando o escoamento das soluções de ataque das rochas para que o intemperismo seja intenso. Além disso, é necessário que o perfil seja preservado da erosão para poder aprofundar-se. São, dessa forma, as áreas bem drenadas e tectonicamente estáveis as mais favoráveis para a formação de depósitos espessos e evoluídos.

Depósitos lateríticos do Brasil

No Brasil, situado quase todo na faixa tropical do globo, as condições para o intemperismo laterítico vêm existindo pelo menos desde o Terciário, o que resultou numa área de 75% do território nacional coberto por formações lateríticas. Essas formações estão ausentes apenas na região Nordeste, de clima semi-árido, e na região Sul, de clima sub-tropical. As formações lateríticas comportam inúmeras jazidas, que contribuem com cerca de 30% da produção mineral brasileira, excluindo o carvão e o petróleo.

Os principais bens minerais concentrados por laterização no Brasil são Fe, Mn, Al, Ni, Nb e fosfatos (Fig. 8.25). Os depósitos formaram-se a partir de protominérios de idades que vão do Arqueano ao Terciário, mas a laterização é sempre relativamente recente, estando relacionada principalmente às superfícies de aplainamento Sul-Americanas (Eoceno) e Velhas (Plioceno).

Depósitos lateríticos de ferro

Em todas as jazidas de ferro do Brasil, a primeira concentração é de origem sedimentar química, como no Quadrilátero Ferrífero (MG) e em Carajás (PA), e parcialmente detrítica, como em Urucum (MS). Os sedimentos depositaram-se em bacias pericratônicas vulcano-sedimentares que sofreram posteriormente uma ou mais fases de metamorfismo. O protominério que resulta desses processos é o itabirito, rocha de estrutura bandada característica, com alternância de leitos ferruginosos (hematita predominante) e silicosos (quartzo).

O processo intempérico levou à dissolução do quartzo com a conseqüente concentração relativa da hematita (mineral de minério) no perfil, por uma espessura que pode ultrapassar 300 m. No topo do perfil desenvolveu-se um horizonte endurecido de couraça ferruginosa formada principalmente por goethita (canga), que impediu a erosão e permitiu o aprofundamento do perfil. Em Carajás e no Quadrilátero Ferrífero, esse horizonte de canga corresponde à Superfície Sul-Americana, indicando um período de tempo muito longo (desde o Eoceno) para a formação dos depósitos.

No caso dos depósitos de ferro lateríticos, os controles preponderantes na gênese do minério são de ordem litológica e morfotectônica.

Depósitos lateríticos de manganês

O Brasil possui numerosos depósitos de manganês, para os quais a laterização contribuiu decisivamente. Os principais situam-se no Mato Grosso do Sul (Urucum) e na Amazônia (Serra do Navio, Azul, Buritirama). Nesses últimos, a primeira acumulação de manganês é de origem sedimentar ou vulcano-sedimentar, sob a forma de uma rocha rica em carbonatos (rodocrosita) e silicatos de manganês (Mn-granadas, Mn-olivinas e Mn-piroxênios), onde este elemento aparece com número de oxidação 2^+, acompanhados de outros minerais tais como micas, quartzo etc. Quando a proporção de minerais de manganês já é elevada no protominério, este pode ser explorado economicamente, como é o caso do depósito de Conselheiro Lafaiete (MG). Porém, em geral, é a laterização que, aumentando o teor de manganês no minério, torna econômica sua exploração.

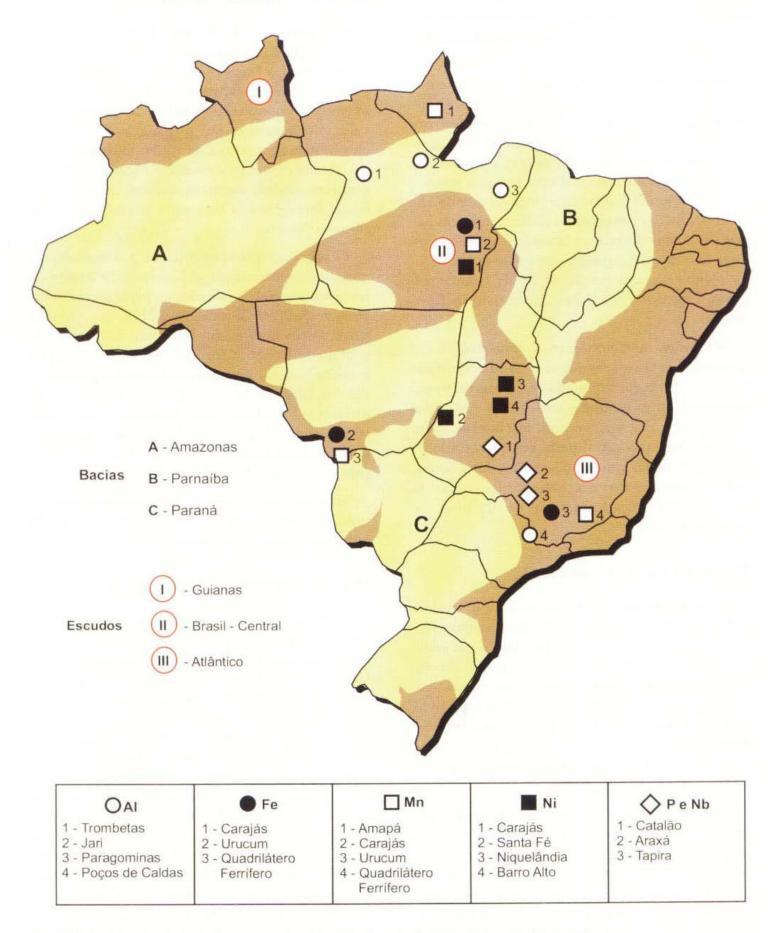



Fig. 8.25 Localização dos mais importantes depósitos lateríticos do Brasil de Al, Mn, Fe, Ni, P e Nb.

A alteração intempérica provoca a dissolução dos minerais que acompanham os minerais de minério e promove a oxidação dos minerais de manganês, com a formação de óxidos de Mn^{3+} (hausmanita e manganita, por exemplo) e Mn^{4+} (pirolusita, criptomelano e litioforita, por exemplo), mais ricos em manganês que os minerais originais. Aqui também o controle principal na gênese do minério é litológico. Porém, ao contrário do caso do ferro, parece não existir uma associação clara entre os depósitos e as superfícies de aplainamento.

Depósitos lateríticos de níquel

Os maciços ultrabásicos do Brasil, que são as rochas originais dos depósitos de níquel laterítico, são numerosos, de tipos variados e dispersos por todas as zonas climáticas. Os depósitos mais importantes estão situados no Centro-Oeste (Niquelândia e Barro Alto), região de clima tropical de estações contrastadas e, em menor grau, na Amazônia (Vermelho), sob clima tropical úmido.

O Ni está presente na rocha original ultrabásica, incorporado ao retículo cristalino das olivinas, serpentinas e, em menor grau, dos piroxênios. Esses minerais são facilmente alterados, dando origem a novos minerais como a serpentina, o talco, a clorita e a goethita, enriquecidos em Ni. O controle litológico é muito importante nesse caso, pois as rochas ultrabásicas são as únicas rochas que possuem teores de níquel suficiente para gerar depósitos por intemperismo. Nesse caso, entretanto, o fator climático também conta muito, sendo as regiões de clima mais contrastado as mais favoráveis para a gênese de depósitos de níquel laterítico.

Depósitos lateríticos de alumínio

O Brasil possui enormes reservas de bauxita (minério de alumínio), concentradas principalmente na Amazônia (Paragominas, Trombetas, etc.), onde derivam de sedimentos areno-argilosos. Porém, espalhados por todo o País, há pequenos depósitos de bauxita relacionados principalmente a rochas alcalinas (Poços de Caldas, por exemplo). Diferentemente dos outros minérios lateríticos, qualquer rocha pode gerar bauxita, pois o Al é um elemento abundante nas rochas comuns e muito pouco solúvel na superfície, de modo que se concentra facilmente com a lixiviação intensa dos outros componentes. O principal mineral de minério é um hidróxido, a gibbsita.

Não há, portanto, controle litológico na geração das jazidas de bauxita, sendo os fatores mais influentes as condições morfotectônicas, que devem propiciar uma alteração em ambiente de drenagem livre para que a lixiviação dos outros elementos possa ocorrer, e climáticas, caracterizadas por precipitação intensa e temperaturas altas.

Depósitos lateríticos de nióbio e fosfatos

O Brasil possui grandes reservas de nióbio e fosfatos, cuja origem está relacionada à alteração de maciços carbonatíticos. Essas rochas têm originalmente teores elevados de Nb e P, e são facilmente alteráveis, pois seus constitutintes principais são carbonatos. A gênese das jazidas é, portanto, estritamente controlada pelo fator litológico.

O Nb é enriquecido a partir da concentração residual do pirocloro, sua principal fase portadora. Apesar desse mineral poder sofrer uma certa alteração durante o intemperismo, seu conteúdo em nióbio fica mantido. As maiores jazidas de nióbio do Brasil estão situadas em Araxá e Catalão. A primeira, Araxá, constitui a maior reserva de nióbio do mundo.

Da mesma forma, o fósforo é enriquecido pela concentração residual da apatita. Em alguns maciços, como Jacupiranga (SP), o teor de apatita no carbonatito já é suficientemente alto para que a rocha parental possa ser explorada como minério. Porém, na maior parte das jazidas de fosfato, como, por exemplo, Catalão e Araxá, é o manto de alteração, onde a apatita está concentrada, que constitui o minério.

Leituras recomendadas

MURCK, B. W., SKINNER, B. J.; PORTER., S. C. *Environmental Geology*. New York: J. Wiley & Sons, 1996.

PRESS F.; SIEVER, R. *Understanding Earth*. New York: W. H. Freeman, 1998.

SKINNER, B. J.; PORTER, S. C.. *The Dynamic Earth*. New York: J. Wiley & Sons, 1995.

TARBUK, E. J., LUTGENS, F.K. & TASA, D. *Earth: An Introduction to Physical Geology*. New Jersey: Prentice Hall, 1996.

THOMAS, M. F. *Geomorphology in the Tropics*. New York: John Wiley & Sons, 1994.

MELFI, A. J.; TRESCASES, J. J.; CARVALHO, A.; OLIVEIRA, S.M.B.; RIBEIRO FILHO, E.; FORMOSO, M. L. L. The Lateritic Ore Deposits of Brazil. *Sciences Géologiques Bulletin*, vol.41, 1988.

STRAKHOV, N. M. *Principles of Lithogenesis*. Londres: Oliver & Boyd, 1967. vol.1.

RUELLAN, A.; DOSSO, M. *Regards sur le Sol*. Paris: Les Éditions Foucher, 1993.

9

SEDIMENTOS E PROCESSOS SEDIMENTARES

Paulo César F. Giannini
Claudio Riccomini

Uma maneira ilustrativa de introduzir um estudo sobre modelagem da superfície é evocar alguns cenários do ecogeoturismo brasileiro: a planície do rio Amazonas, os lençóis maranhenses, a serra do Mar, Vila Velha, as lagunas fluminenses, as dunas costeiras do Nordeste, os pantanais matogrossenses e as praias do Rio de Janeiro. Não é difícil associar a cada uma destas paisagens naturais uma imagem digna de cartão postal. Em cada imagem pode-se ver uma forma ou um conjunto de formas de relevo, que podem ser consideradas nas mais diferentes escalas: a duna da Careca, em Natal (RN), apreciada para passeios de *buggy*, é uma forma de relevo individual, com algumas centenas de metros de extensão, dentro de um campo de dunas maior que se estende por quilômetros. Duna e campo de dunas inserem-se numa unidade de relevo ainda mais ampla, uma planície litorânea delimitada ao seu interior por escarpas e serras. Duna e campo de dunas diferem das serras, escarpas e planícies costeiras não apenas quanto à escala espacial (que pressupõe escala de tempo de formação), mas também quanto à constituição. As dunas são um tipo específico de forma de relevo construída inteiramente pela deposição de grãos por um agente natural (no caso, o vento), o que será visto no Cap. 12. Para este tipo de relevo, costuma-se utilizar a denominação **forma de leito sedimentar**. As formas de leito ocorrem em escalas que variam de alguns milímetros (denominadas **microondulações** ou **marcas onduladas**) a quilômetros (**megaondulações,** incluindo dunas eólicas), e envolvem processos formadores cuja duração varia respectivamente de segundos a centenas de milhares de anos (Figs. 9.1 e 9.2).

Fig. 9.1 Duas hierarquias de formas de leito em areias depositadas pelo vento: microondulações e duna. Proximidades da praia do Sol, município de Laguna (SC). Foto: P. C. F. Giannini.

◄ Leque aluvial na região andina. Foto: W.Teixeira.

Fig. 9.2 Fotografia aérea da região da laguna Ibiraqüera, município de Garopaba (SC). Calhas de dunas similares às da figura anterior aparecem agora como traços escuros sinuosos sobre uma forma de leito de hierarquia ainda maior (de cor branca na fotografia), com geometria parabólica. A extensão da megaforma eólica é de cerca de 7 km. Norte geográfico voltado para cima. Aerofoto Cruzeiro do Sul, vôo 1977-1979.

As serras, escarpas e planícies são formas modeladas na superfície terrestre por uma combinação de processos erosivos e deposicionais, tendo como substrato não apenas grãos, mas rochas de diferentes naturezas. Sua formação pode envolver processos geológicos com duração de até várias dezenas de milhões de anos. Mas serras e escarpas têm uma diferença fundamental em relação à planície, que reside na escassez de sedimentos em deposição. Sob esse aspecto, pode-se dizer que dunas e planície litorânea têm em comum o fato de serem formas superficiais dominadas por processos sedimentares deposicionais, o que chamaremos simplificadamente de formas deposicionais. Assim, dos exemplos de paisagem mencionados no início deste capítulo, dois deles não correspondem a formas deposicionais, mas a formas erosivas: Vila Velha, no Paraná, é exemplo de forma erosiva esculpida

9.1 Qual o tamanho de um grão de areia?

Areia é um conceito relativo ao tamanho do grão. O estudo ou medida do tamanho do grão recebe o nome de granulometria. De acordo com a escala de granulometria mais utilizada hoje para classificar sedimentos (Tabela 9.1), um grão de areia possui entre 2 e 0,062mm. Os qualificativos para referir-se aos materiais sedimentares formados predominantemente por cada uma das três faixas granulométricas principais são: rudáceo (de *rude*, grosso), para granulação cascalho; arenáceo (de *arena*), para areia; e lutáceo (de *luto*, massa fina e plástica), para lama. Estes termos, de etimologia latina, têm equivalência com outros termos, de origem grega: psefítico, psamítico e pelítico. Para referir-se a depósitos endurecidos (rochas sedimentares), acrescenta-se o sufixo *ito* aos mesmos radicais: rudito, arenito e lutito ou psefito, psamito e pelito.

sobre rochas sedimentares; a serra do Mar é exemplo de forma esculpida sobre rochas ígneas e metamórficas.

É importante lembrar que a ação modeladora dos processos sedimentares, erosivos ou deposicionais, não se restringe às paisagens que fazem jus ao adjetivo naturais, isto é, às paisagens menos modificadas pelo ser humano. Aliás, a idéia ilusória de que a urbanização seria capaz de estancar estes processos conduziu, em muitas cidades, a uma ocupação urbana sem critérios, que ignorou e desrespeitou os sítios naturais de erosão e deposição. Assim, à lista de formas de relevo aqui citadas como exemplos de ação de processos sedimentares, é preciso acrescentar regiões onde processos naturais e ocupação humana interagem de modo agressivo, em um autêntico exemplo de equilíbrio instável: são os casos das avenidas e bairros marginais aos rios Tietê, Pinheiros e Tamanduateí, na cidade de São Paulo e dos morros super-habitados do Rio de Janeiro e de Santos.

Neste capítulo, estudaremos as relações entre os processos sedimentares e a modelagem da superfície terrestre. Procuraremos demonstrar a premissa fundamental de nosso estudo: a de que a interação processo-forma se dá nas mais diferentes escalas, da planície sedimentar à marca ondulada. O recurso de reduzir e ampliar nossa escala de observação é válido para exercitarmos nossa capacidade de entender a natureza dessas interações (que, afinal, é sempre a mesma, independente da escala), desde que se compatibilizem entre si as escalas relativas à forma e ao processo. Chamaremos a este recurso de *zoom*, em alusão ao mecanismo das câmeras fotográficas e filmadoras.

Tabela 9.1 Classificação dos sedimentos segundo a granulometria

Intervalo granulométrico (mm)	Classificação nominal			
	Proposição original (inglês)		Tradução usual (português)	
> 256	GRAVEL	Boulder	CASCALHO	Matacão
256-64		Cobble	(ou balastro	Bloco ou calhau
64-4,0		Pebble	em Portugal)	Seixo
4,0-2,0		Granule		Grânulo
2,0-1,0	SAND	Very coarse sand	AREIA	Areia muito grossa
1,0-0,50		Coarse sand		Areia grossa
0,50-0,250		Medium sand		Areia média
0,250-0,125		Fine sand		Areia fina
0,125-0,062		Very fine sand		Areia muito fina
0,062-0,031	SILT	Coarse silt	SILTE	Silte grosso
0,031-0,016		Medium silt		Silte médio
0,016-0,008		Fine silt		Silte fino
0,008-0,004		Very fine silt		Silte muito fino
<0,004	CLAY	Clay	ARGILA	Argila

Iniciaremos nossa abordagem com grande detalhe, observando um grão de areia de praia, e tentando contar ou filmar a sua história. Com isso, tentaremos responder às perguntas mais urgentes deste início de capítulo. O que é, afinal, um sedimento e o que é um processo sedimentar? E qual a diferença entre os processos sedimentares que ocorrem hoje, por exemplo, na serra do Mar, e aqueles que ocorrem nos pantanais e nas planícies litorâneas? A opção por um grão de areia de praia como nosso personagem central deve-se apenas a uma questão de universalidade do exemplo, isto é, aos fatos de o oceano ser o destino final da maioria dos sedimentos, o que facilita a reconstituição de um ciclo sedimentar completo, e de a praia ser a parte mais acessível dos oceanos. Do ponto de vista dos conceitos que se quer introduzir, não há diferença porém entre este grão de areia e o seixo de uma planície aluvial ou a partícula de argila presente no mangue ou numa laguna. Antes de passarmos à história do grão, portanto, é conveniente conhecer o significado dos termos areia, seixo e argila.

9.1 Como Formas e Processos se Relacionam?

Cada forma de relevo deposicional corresponde a uma série de processos modeladores. No nosso exemplo da duna, estes processos incluem o transporte e deposição da areia seja através de nuvens de grãos em suspensão, seja através de avalanchas na frente da duna, seja pela migração de marcas onduladas em sua superfície (Fig. 9.1). Incluem, a mais longo prazo (e em escala espacial proporcionalmente maior) o fornecimento de areia pelas praias adjacentes e, em última instância, a própria dinâmica das ondas e marés responsável pelo excesso de areia existente na costa, disponível para a ação do vento.

Tipos de formas sedimentares e tipos de processos são interdependentes: se, por um lado, a forma da duna eólica determina a ocorrência de avalanchas (fluxos rápidos de massas de grãos de areia) ou de nuvens de grãos (movimento de grãos soltos em suspensão) a partir da ação do vento sobre sua porção mais alta e exposta (a crista da duna), por outro lado, a repetida sucessão de fenômenos de avalancha e queda livre de grãos promove o avanço gradual da duna para sotavento. A intensidade e freqüência com que cada um destes dois mecanismos de transporte sedimentar ocorrem, em função de condições como energia do vento, quantidade de areia disponível, presença de vegetação, umidade e tamanho do grão, influenciam a forma e as dimensões da duna (Cap. 12). Havendo mútua interação entre formas e processos sedimentares, o estabelecimento da escala de observação da forma implica uma escala compatível de processo. Assim não podemos explicar todo o campo de dunas do Nordeste brasileiro apenas com base nos mecanismos aqui evocados de queda e avalancha de grãos, pois estes processos dizem respeito a uma escala muito básica e instantânea de análise do processo de transporte sedimentar eólico. Será preciso utilizar conhecimentos sobre processos e variáveis mais duradouros e regionais, responsáveis pela formação do estoque de areia na costa: a energia das ondas, a morfodinâmica das praias, as correntes de deriva litorânea e a declividade da plataforma continental interna (porção da plataforma caracterizada pela interação das ondas com o fundo; Cap.13).

9.2 Biografia de um Grão de Areia

9.2.1 Intemperismo da rocha-mãe: gestação e nascimento do grão

Como se pode definir o termo **sedimento**? A raiz do termo, *sedis*, vem do latim, que significa assento, deposição. Assim, sedimento, numa tradução etimológica literal, seria aquilo que se deposita, que se depositou ou que é passível de se depositar. Por aquilo, deve-se entender, no caso, material sólido. **Deposição** pressupõe movimento, transporte. Por extensão, a formação do sedimento implica algum tipo de transporte físico (mecânico) e/ou químico. No **transporte mecânico**, o sedimento, enquanto matéria sólida, já começa a existir durante o transporte. No **transporte químico**, a matéria sólida só se forma na deposição a partir de íons.

Em geologia sedimentar, o termo grão, por definição, denota transporte mecânico. Se admitirmos que o grão de areia de praia, que escolhemos como exemplo, é constituído de quartzo (por se tratar do mineral mais comum nos sedimentos), e considerando que o quartzo não pode precipitar-se quimicamente nem na bacia oceânica nem na planície litorânea, concluímos que ele sofreu transporte mecânico desde a área elevada adjacente à costa (a serra do Mar, num exemplo típico do Sul-Sudeste brasileiro). Sua "biografia" inicia-se portanto nesta serra onde passou muitos milhares ou milhões de anos no que poderia ser chamado de seu

estágio fetal ou *estágio pré-grão*. Se adotarmos, para exercício de exemplificação, que esta serra era sustentada por rochas ígneas ou metamórficas, este estágio corresponderia ao período em que o cristal de quartzo do qual ele se derivou foi sendo gradualmente liberado dos cristais vizinhos na rocha. Esta liberação dá-se através de uma gama de processos de desintegração física e decomposição química da rocha exposta em superfície, e portanto sujeita ao intemperismo (Cap. 8). A rocha onde se opera este período de gestação do grão (que no Cap.8 foi denominada rocha inalterada) é também conhecida como rocha-mãe ou rocha-matriz. Estes nomes são muito apropriados a esta biografia do grão, porque fazem alusão direta à idéia de gestação.

É importante ressaltar que os processos intempéricos não envolvem transporte mecânico significativo, de modo que o resultado não é ainda um sedimento, mas um manto de alteração *in situ*, no qual se inclui uma camada superior de solo. A rigor, não podemos falar em grãos de solo, mas apenas em partículas. Quanto à etimologia, o termo partículas significa partes pequenas, o que se pode traduzir geologicamente como as partes menores de um todo, neste caso a rocha-mãe ou o próprio solo. A partir do momento em que esta partícula começa a sofrer transporte mecânico em superfície, ela passa a constituir uma partícula sedimentar, sinônimo de grão.

9.2.2 O que move o grão?

Sedimento implica deposição. Deposição pressupõe ação da gravidade. Em função disto, a força da gravidade é a variável física básica em todos os fenômenos de sedimentação. Trata-se de uma força de corpo, isto é, uma força que age sobre o volume ou a massa do sedimento e que depende da sua densidade. O fluido que envolve o grão exerce sobre seu centro de massa uma força de reação, conhecida como empuxo de Arquimedes. A magnitude do empuxo é diretamente proporcional à densidade do fluido que envolve o grão ou que este desloca. A força resultante entre peso e empuxo é a tensão interna atuante no grão, a qual depende de sua densidade efetiva (diferença de densidade entre grão e fluido). Quando a densidade efetiva é negativa (fluido mais denso que o grão), o empuxo sobrepuja a força-peso e ocorre flutuação.

As demais forças passíveis de atuar nos sedimentos agem mais sobre sua área superficial do que sobre sua massa ou volume. Em razão disso, são denominadas forças de superfície. Destacam-se entre elas a fricção (resultante do atrito entre grãos), a coesão (resultante da atração eletrostática ou eletroquímica superficial entre grãos), a força ascendente produzida por turbulência e as forças de ação e reação na interface grão/fluido. Entre estas últimas, incluem-se pelo menos dois pares de forças importantes. O primeiro par é formado pelo esforço tangencial (força que desloca massa no sentido de sua ação, como a que separa as cartas de um baralho sobre uma mesa) exercida pelo fluido em movimento sobre um grão, e sua força oposta (a resistência oferecida pelo grão). O segundo par é formado pelo esforço tangencial imposto pelo grão em movimento sobre um fluido estacionário e a resistência do fluido a este cisalhamento (Fig. 9.3).

As forças de superfície dependem da razão área superficial / volume (forma) nos grãos, e da viscosidade do fluido. A viscosidade corresponde à tensão necessária para produzir determinada deformação no fluido e mede a resistência do fluido ao cisalhamento.

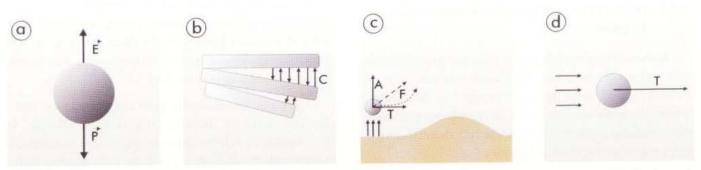



Fig. 9.3 Principais forças atuantes sobre grãos livres em movimento: a - força-peso (P) e sua reação, o empuxo (E), b - força de coesão (C) entre partículas, c - força ascendente (A), introduzida devido à turbulência gerada no fluido pela presença de um obstáculo e d - esforço tangencial (T) exercido pelo fluido sobre o grão (e vice-versa).

Como a intensificação da viscosidade e das forças de superfície dificulta o movimento autônomo do grão, oferecendo, por exemplo, resistência a sua decantação, estas forças são conhecidas também como forças de resistência. Por outro lado, as forças de superfície ou resistência, quando intensas (isto é, em fluidos muito viscosos), podem constituir uma forma de transporte de grãos contra a ação de seu peso individual. Por exemplo, um bloco (dimensão maior que 6,4 cm) impassível à passagem da água ou do vento, pode ser facilmente transportado por uma corrente de lama de mesma velocidade (porém mais viscosa).

As considerações acima sugerem que, fisicamente, há diferenças substanciais entre o transporte sedimentar pelas águas de um rio e pela massa viscosa que desmorona numa encosta. A diferença reside no modo como os dois tipos de forças, de corpo e de superfície, atuam nos sedimentos. Reconhecem-se assim dois tipos de transporte sedimentar mecânico. Quando forças de corpo e de superfície atuam sobre cada grão individualmente é porque os grãos apresentam suficiente liberdade de movimento em um fluido pouco viscoso: é o **transporte de grãos livres**. Quando a força-peso age mais sobre a massa de grãos do que sobre grãos individuais, é porque os grãos estão muito próximos uns dos outros, em alta concentração em relação ao fluido: é o **transporte gravitacional** ou **fluxo denso**. Neste último tipo de transporte mecânico, a grande proximidade entre grãos vizinhos favorece a forte interação entre eles. Como conseqüência, acentuam-se as forças de superfície dentro da massa, como coesão, fricção ou tensão cisalhante (esta ligada à capacidade de transportar massa). Outro efeito possível é a mistura entre fluido e sedimentos finos criar uma massa pseudofluidal viscosa e densa, capaz de exercer forte empuxo e resistência viscosa sobre os grãos maiores e anular o efeito da força-peso.

9.2.3 Transporte sedimentar: a maturação do grão

Após o transporte inicial por torrentes pluviais e/ou movimentos gravitacionais nas encostas da serra, o grão é incorporado à carga dos rios e corredeiras da escarpa, através das quais atingirá os rios de mais baixo gradiente (na maioria das vezes, com morfologia meandrante; Cap.10) que caracterizam a planície litorânea.

O transporte do grão da serra ao mar corresponde a um período de intenso amadurecimento ou maturação em sua biografia. O grão pode sofrer mudanças químicas (mineralógicas) ou físicas (texturais), em resposta à ação dos agentes de intemperismo e transporte. A magnitude destas mudanças é uma manifestação desse processo de maturação, mas depende também do grau de sensibilidade do mineral que o constitui. Assim, por exemplo, o quartzo é muito menos propenso que o feldspato a tais modificações. Dentre as mudanças químicas, pode-se citar desde alterações tênues nas superfícies de fratura e clivagem até a completa transformação ou mesmo a dissolução do mineral (Cap. 8). Estas mudanças não são raras em feldspatos e em minerais ferromagnesianos como piroxênios e anfibólios, mas podem ser consideradas desprezíveis em grãos de quartzo. As mudanças físicas incluem a redução de tamanho e o aumento de grau de arredondamento do grão, devido à abrasão (desgaste) e cominuição (quebra).

A comparação entre o transporte sedimentar e a maturação de grãos de origem física encontra expressão no conceito de maturidade sedimentar. A maturidade representa a experiência de um sedimento, no sentido de quão intensa e prolongada foi a história de transporte a que ele se submeteu. Entre os parâmetros químicos de avaliação da maturidade, destaca-se a relação entre minerais estáveis e instáveis, como a razão quartzo/feldspato. Entre os físicos, destacam-se a eliminação de matriz pelítica, a seleção granulométrica (grau de homogeneidade dos grãos quanto ao tamanho) e o arredondamento.

9.2.4 Principais cenários da existência do grão: conceitos de área-fonte, bacia sedimentar e nível de base

Um resumo das informações acumuladas até aqui permite abandonar o *zoom* de detalhe e retornar à visão mais abrangente e sintética possível da história do grão. Nessa visão, podem-se reconhecer três grandes estágios, fases maiores de sua biografia, correspondentes a três cenários geográficos principais: a serra, sua escarpa frontal e o oceano. Podem-se também destacar quatro processos geológicos maiores: o intemperismo, a erosão, o transporte e a deposição (Fig. 9.4).

Com que intensidade atuam estes processos maiores em cada um daqueles cenários? A atuação do intemperismo é diretamente proporcional ao tempo de residência em superfície do grão e da matéria-prima geológica em geral. Assim, o intemperismo é menos atuante nas partes mais íngremes da escarpa, onde os processos de remobilização dos produtos de alteração

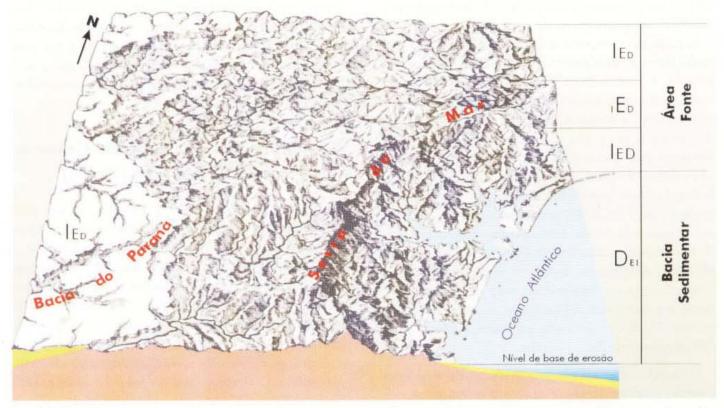



Fig. 9.4 Cenários da existência de um grão sedimentar, com quantificação relativa das taxas de erosão (E), intemperismo (I) e deposição (D), tomando como exemplo o caso atual do leste do Paraná. Fonte: João José Bigarella, *A Serra do Mar e a Porção Oriental do Estado do Paraná*, 1978.

são acelerados pela intensa ação da gravidade. E é mais atuante no topo da serra e na planície litorânea, onde o baixo declive favorece a longa manutenção, em superfície, de solos, depósitos sedimentares e sedimentos em trânsito (Fig. 9.4).

O transporte domina onde cria um saldo negativo de matéria. Trata-se aí da remobilização sistemática de grãos e partículas, que se pode chamar de **erosão**. Tem, portanto, uma distribuição geográfica recíproca à do intemperismo. Na serra como na planície, o transporte do grão pode ter caráter intermitente e, assim, alternar fases de alta energia e transporte rápido com períodos prolongados de arrasto lento, ou mesmo retenção em meio a outros grãos da margem temporariamente exposta. A duração, intensidade e importância relativa destas fases ou regimes hidrodinâmicos de transporte sedimentar dependem do gradiente de relevo e das condições climáticas. A influência do clima, conforme visto no Capítulo 8, reside em especial na intensidade de ação dos agentes intempéricos. Climas quentes e úmidos promovem desintegração e decomposição mais rápida que climas frios ou áridos. A principal influência do relevo está no tempo de ação dos agentes intempéricos e de desgaste mecânico durante o transporte. Relevos muito acidentados e abruptos favorecem curtas distâncias de transporte, a base de fluxos e torrentes episódicos e de alta viscosidade, bem como o soterramento rápido, que reduz o contato dos sedimentos com os agentes intempéricos. Relevos suaves propiciam transporte contínuo e prolongado, atuante sobre grãos livres, com longo tempo de ação dos agentes de intemperismo (Fig. 9.4).

A deposição ocorre preferencialmente em algumas porções da planície litorânea e em grande parte do oceano, embora possam existir pequenos depósitos temporários também nas drenagens que descem a escarpa (Fig. 9.4).

Têm-se, assim, quanto à relação intemperismo/erosão/deposição, três tipos de domínios geográficos: no primeiro tipo, o intemperismo predomina francamente sobre a erosão e a deposição. Corresponde, em nosso exemplo, ao interior da serra. Num lapso de tempo menor, inclui também a planície litorânea. Deve-se lembrar, porém, que por volta de 120.000 anos atrás, a maior parte das atuais planícies litorâneas brasileiras encontrava-se submersa, e, portanto, com predomínio de processos deposicionais marinhos (Cap.13). No segundo tipo de domínio, a erosão prevalece francamente

sobre o intemperismo e a deposição. Este domínio encontra-se hoje na escarpa da serra. É, por excelência, o domínio do transporte sedimentar. O conjunto formado por estes dois primeiros domínios é responsável pelo fornecimento de sedimentos para o mar. Por esta razão, costuma-se denominá-lo **área-fonte** e as rochas nele existentes, rochas-fontes (Fig. 9.4). Nesse sentido, rocha-fonte pode ser considerado um termo sinônimo para rocha-mãe. No terceiro tipo de domínio, a deposição predomina sobre os demais processos. É o que ocorre hoje na bacia oceânica submersa e na praia, e que, há 120.000 anos, estendia-se também à atual planície litorânea. Este domínio recebe o nome de **bacia sedimentar** (Fig. 9.4). É importante ressaltar que o domínio da deposição sobre os processos intempéricos e erosivos pode ocorrer também em rios, lagos, lagunas e campos de dunas existentes no continente. Desse modo, bacia sedimentar não implica obrigatoriamente bacia marinha.

O nível horizontal imaginário abaixo do qual a deposição predomina sobre erosão e intemperismo e acima do qual erosão e intemperismo predominam sobre deposição recebe o nome de nível de base de erosão, ou simplesmente, nível de base (Fig. 9.4). Esta denominação expressa o fato de que a erosão não pode atuar significativamente além (abaixo) deste nível. E também que a erosão continuada da área-fonte tenderia a arrasá-la, no máximo, até este nível. Nos casos de bacias marinhas e naquelas com conexão ao mar (o que inclui planícies litorâneas, plataforma submersa, planícies abissais, golfos, lagunas, deltas e estuários), o nível de base confunde-se com o nível do mar. Mas, em bacias sedimentares continentais, ele pode encontrar-se sobrelevado em diferentes altitudes em relação ao nível do mar. Deve-se ressaltar que o nível de base varia no tempo, em função de mudanças do nível relativo do mar (nível observável do mar, resultante do efeito combinado da variação do volume de água no estado líquido e da tectônica; Cap.13). Há 120.000 anos, por exemplo, o nível relativo do mar no Brasil estaria 8 a 10 m acima do atual, ao passo que há 17.000 anos, estaria a cerca de 110 m abaixo. Assim, o nível de base para a bacia oceânica do Atlântico adjacente ao território brasileiro, nos últimos 120.000 anos, teria variado dentro de uma faixa entre as cotas -110 e +10 m. Nesse intervalo de tempo, as porções atualmente emersas e submersas da plataforma continental ora atuaram como área-fonte ora como bacia. Este fato nada mais é que uma evidência de seu caráter de borda de bacia sedimentar. No entanto, se considerarmos apenas o tempo atual, o nível de base é uma linha melhor definida. Nessa escala de análise, a planície litorânea torna-se área-fonte. E os sedimentos de praia atual possuiriam dois domínios de áreas-fontes: um primário, situado na serra e na escarpa, e outro secundário, localizado na planície litorânea.

9.3 Sedimentos que Não São Grãos: o Transporte Químico (iônico)

No início, abordamos a história de um grão sedimentar de quartzo, desde a área-fonte até a bacia. No entanto, em sua trajetória de grão sedimentar, o quartzo pode ser acompanhado não apenas por grãos de vários outros minerais e rochas, como também por íons transportados em solução. Este soluto tem uma origem e história bastante parecida com a dos sedimentos, com a diferença de que seu transporte é químico, portanto não envolve carreamento de material sólido. O destino final do soluto é igualmente a bacia sedimentar, onde parte dos íons pode agrupar-se, adquirir a forma de composto sólido e transformar-se assim em sedimento. A transformação do soluto em sedimento, dentro da bacia sedimentar, pode ocorrer por pelo menos três modos diferentes: pela precipitação química, por exemplo em um evaporito (sais formados num mar restrito ou no solo devido à taxa de evaporação maior que a de precipitação; Cap. 13); pela ação direta de organismos vivos, por exemplo em uma carapaça de molusco ou em um recife de corais; ou pela precipitação química induzida pelo metabolismo de seres vivos, por exemplo em um carbonato precipitado devido à redução de concentração de gás carbônico na água, absorvido na fotossíntese de algas verde-azuis (cianobactérias).

O limite entre íon e partícula sólida e, por extensão, entre transporte químico e físico, não é absoluto. Entre um e outro, existe uma categoria intermediária de partícula ou complexo iônico, grossa e pesada demais para ter o comportamento de íon, e fina e leve demais para respeitar as fórmulas físicas de tensão interna (força-peso e empuxo). Em lugar de decantar segundo as leis da física clássica, este tipo de partícula realiza no fluido um movimento aparentemente aleatório, denominado movimento browniano, que seria melhor descrito pelas teorias da Física do Caos. Estas partículas que exibem comportamentos intermediários ou discrepantes de sólidos e íons recebem o nome de colóides, e constituem uma espécie de estado da matéria importante em

sedimentologia, com características físicas muito próprias. Suas dimensões mínimas e máximas variam em função da composição química e das condições ambientais. Muitos dos compostos formados por processos químicos e biológicos em ambientes intempéricos e sedimentares precipitam-se originalmente sob a forma de colóides, podendo passar mais tarde a formas mais cristalinas. É o caso de alguns óxidos metálicos e da sílica (opala) presentes como cimentos em arenitos e concreções ou do carbonato precipitado pela ação do metabolismo de algas. A matéria orgânica nas águas de rios e lagos apresenta-se com freqüência sob a forma coloidal e pode ser adsorvida por argilominerais (filossilicatos hidratados, como ilita, esmectita e caulinita), estes também comumente coloidais.

9.4 Dando Nomes aos Sedimentos

A esta altura já reunimos informações suficientes para perceber o quão diversificados são os tipos de sedimentos. O conceito inclui tudo o que se deposita, com transporte prévio químico ou mecânico, fora e/ou dentro da bacia, por vias físicas, químicas, biológicas ou bioquímicas. Torna-se conveniente assim uma classificação dos tipos de sedimentos, que permita, com um ou dois termos técnicos, informar sobre todas essas questões relativas a seus processos formadores.

A classificação geral dos materiais de origem sedimentar (isto é, sedimentos inconsolidados e rochas sedimentares) visa responder a uma série de questões sobre sua "biografia" (Fig. 9.5). De certo modo, são as perguntas que faremos ao sedimento para saber o seu nome. Embora as perguntas sejam genéticas, tendo como ponto de partida a caracterização do transporte sedimentar, obtêm-se facilmente as respostas com base na análise da constituição mineralógica e de aspectos texturais do grão, depósito ou rocha.

A primeira pergunta que se deve fazer para poder classificar o sedimento é: sua origem última é química, biológica ou física? Há dois detalhes a destacar nesta questão. Primeiro: por origem física, entenda-se transporte mecânico. Segundo: quer-se saber sobre a origem última, imediata, e não sobre seus processos geradores mais remotos. Isto significa que um fragmento de concha de molusco encontrado na areia de praia deve ser considerado como de origem física e não biológica, pois embora secretado originalmente por um animal, o último processo em sua história sedimentar foi o transporte mecânico (físico) pelas ondas e correntes litorâneas.

A resposta para esta primeira pergunta permite classificar os materiais sedimentares em **alóctones** e **autóctones**. O prefixo alo origina-se do grego *állos*, que significa outro ou diferente. O prefixo auto, também vindo do grego (*autós*) quer dizer por si próprio ou de si mesmo. Assim alóctone é o sedimento que vem de um lugar diferente daquele onde ele se deposita. Sofreu, portanto, transporte mecânico e possui origem última de caráter físico. E autóctone é o sedimento que se formou exatamente onde se encontra (*in situ*). Não sofreu nenhum transporte (a não ser o iônico, quando porém ainda não existia a matéria sólida sedimentar). Desse modo, possui origem puramente química e/ou biológica.

Em seguida, serão apresentadas as demais perguntas, a serem feitas em cada uma das duas grandes categorias previamente reconhecidas.

9.4.1 Transporte e deposição por processos físicos: materiais alóctones

O conceito de alóctone abrange tanto o grão de quartzo provindo de um granito na área-fonte quanto o fragmento de lava lançado e consolidado no ar, durante uma explosão vulcânica. Assim, a primeira pergunta a fazer para classificar os sedimentos alóctones objetiva distinguir entre estes dois tipos de origem: o sedimento foi transportado por força dos agentes da dinâmica externa da Terra, como correntes, geleiras e ventos, ou teve participação essencial de fenômenos da dinâmica interna manifestados sob a forma de explosão vulcânica? Os materiais alóctones classificam-se desse modo em epiclásticos (do grego *epi*, posição superior, superfície) e piroclásticos (do grego *pyrós*, fogo), respectivamente.

O conceito de alóctone epiclástico não estabelece exigências quanto à distância de transporte. Atendem à definição tanto o grão de quartzo que atravessa milhares de quilômetros desde a área-fonte até a bacia quanto à carapaça carbonática de foraminífero planctônico, que, após a morte do animal, tem apenas que decantar ao longo da espessura da coluna de água do mar para se depositar. Para distinguir entre estes dois tipos de origem de sedimentos epiclásticos, a pergunta a responder é: o sedimento foi transportado desde a área-fonte (externa à bacia, por definição) ou apenas dentro dos limites da bacia sedimentar? Classificam-se assim os materiais epiclásticos em extraclásticos e intraclásticos, respectivamente.

O sufixo **clasto**, que aparece nos quatro termos introduzidos neste item, origina-se do grego, onde *klástos* faz alusão à quebra ou ao fragmento por ela produzido. O termo foi incorporado e substantivado pelo latim, de onde chegou ao português. É um típico exemplo de palavra cujo significado técnico extrapola a etimologia, pois entende-se por clasto em sedimentologia qualquer sedimento que experimentou transporte mecânico, tenha sofrido literalmente quebra ou não. Assim, uma carapaça de foraminífero do exemplo anterior ou de qualquer outro tipo de animal pode encontrar-se intacta em um depósito sedimentar e, ainda assim, ser considerada um clasto, desde que tenha sofrido algum transporte para poder depositar-se. Um sinônimo usual para clasto é detrito. A etimologia deste último termo é muito sugestiva da idéia de transporte mecânico, pois *detritus* em latim significa *gasto pelo atrito*. Mas também não abrange de modo rigoroso o exemplo da decantação do foraminífero planctônico.

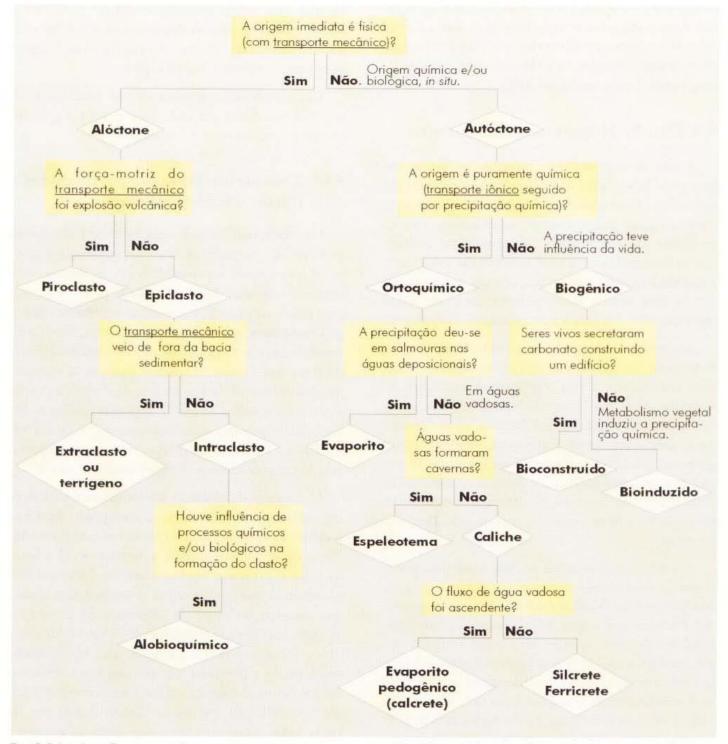



Fig. 9.5 Roteiro – fluxograma de perguntas e terminologia para classificação geral dos materiais sedimentares a partir da caracterização do transporte.

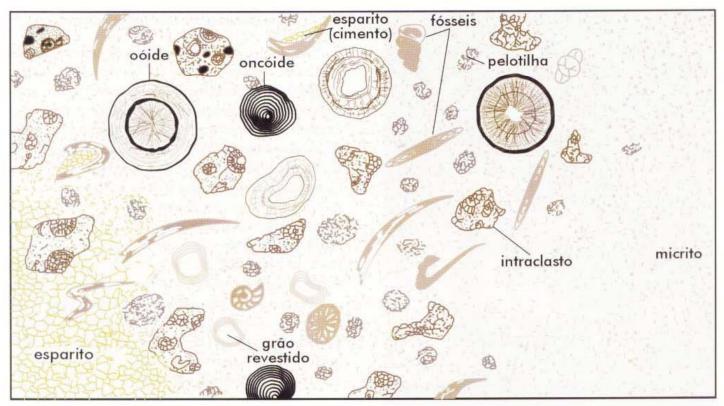



Fig. 9.6 Representação de uma seção delgada de rocha calcária, conforme vista ao microscópio óptico, com os principais tipos de grãos alobioquímicos e de matriz/cimento. O desenho é idealizado porque raramente os quatro componentes alobioquímicos ocorrem juntos na presença de lama carbonática (micrito).

Origem externa: materiais extraclásticos ou terrígenos

O termo terrígeno é utilizado como sinônimo de extraclástico por alguns autores, e de epiclástico em geral, por outros. Considerando que o nome faz alusão aos sedimentos que provêm da *terra emersa*, no sentido de área-fonte em sua acepção clássica (área alta), o uso como sinônimo de extraclástico é mais adequado.

Origem interna: materiais intraclásticos

Para detalhar a classificação dos sedimentos alóctones intraclásticos, deve-se observar se houve ou não influência de processos químicos e/ou biológicos na formação do material. Os intraclastos com influência desses processos incluem os componentes aloquímicos da classificação de rochas calcárias proposta por Robert Folk em 1962 (Fig. 9.6): bioclastos (fósseis), *pellets* (pelotilhas), restos mineralizados de excrementos fecais, oóides (grãos esferoidais com estrutura interna concêntrica formada pela precipitação química de sucessivas camadas, em condição de água em movimento) e fragmentos líticos calcários (intralitoclastos ou intraclastos). O termo aloquímico, embora consagrado pelo uso, é parcial, pois não expressa a evidente contribuição biológica dos *pellets* e bioclastos. Desse modo, essa denominação é aqui substituída pelo termo alobioquímico.

Os sedimentos intraclásticos sem influência de processos químico-biológicos correspondem a fragmentos ou torrões de depósitos terrígenos preexistentes, retirados mecanicamente do fundo da mesma bacia e redepositados, sem que haja hiato de tempo geológico significativo entre a deposição original do sedimento e sua redeposição. A distância de transporte, além de limitar-se às fronteiras da bacia sedimentar, é restrita ao máximo transporte que o intraclasto, por seu incipiente estágio de consolidação, consegue suportar. No exemplo mais típico e comum, os fragmentos são rudáceos (maiores que 2mm), exibem geometria reliquiar de estruturas sedimentares primárias, como polígonos de greta de dessecação de lama e estratos tabulares, e recobrem diretamente a própria camada que os forneceu (Fig. 9.7). Não há termo usual para designar de modo específico os intraclastos de origem predominantemente física. Os depósitos descritos recebem o nome de conglomerados ou brechas intraformacionais (Cap.14), mas esta denominação aplica-se também a depósitos de intraclastos alobioquímicos.

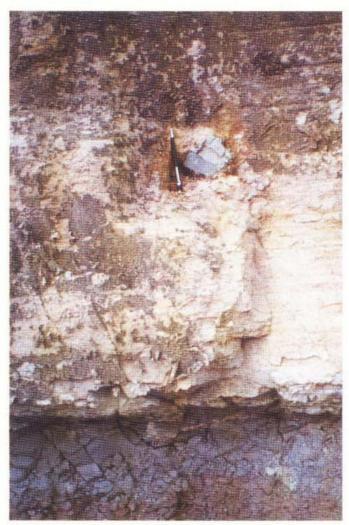



Fig. 9.7 Intraclasto de folhelho siltoso (rocha foliada de granulação menor que 62 μm) arroxeado, pouco acima do contato de sua camada hospedeira (arenito esbranquiçado) sobre sua camada de origem; km 306 da Rodovia BR-376, região de Mauá da Serra (PR). Foto: P. C. F. Giannini.

9.4.2 Transporte e deposição por processos bioquímicos: materiais autóctones

Para classificar sedimentos autóctones, a primeira pergunta a ser respondida é: os sedimentos foram depositados por processos químicos ou biológicos? No caso de processos biológicos, a sólida fundação ou ancoramento do depósito no substrato e o seu crescimento gradual *in situ*, afastando-se da superfície de fixação (de baixo para cima, no caso mais comum), permite compará-los com edifícios. Para classificar estes edifícios, responde-se à pergunta: os organismos formadores fixaram-se em vida a um substrato, aí deixando suas carapaças? Ou provocaram, através de seu metabolismo, mudanças químicas e/ou hidrodinâmicas que geraram a deposição sedimentar? Estas duas possibilidades permitem classificar os **edifícios sedimentares** em **bioconstruídos** e **bioinduzidos,** respectivamente.

Edifícios sedimentares bioconstruídos

Na categoria de edifícios bioconstruídos, os representantes clássicos são os recifes de corais e algas vermelhas. Estes dois tipos de organismos vivem associados em edifícios marinhos, trocando oxigênio e gás carbônico necessários respectivamente para sua respiração e fotossíntese. O termo *recife* possui um significado abrangente e será discutido no Capítulo 13. Refere-se a qualquer obstáculo natural à navegação, parcial ou totalmente submerso, localizado próximo à costa e preso no substrato. Assim, nem tudo o que se conhece como recife corresponde a bioconstruções de corais e algas. Parte dos recifes do Nordeste brasileiro, incluindo os da praia de Boa Viagem, em Recife (PE), é formada por arenitos e não por colônias de corais e algas. Recifes de corais e algas de formato circular podem formar-se no entorno de ilhas, muitas vezes de origem vulcânica. Recebem o nome de atol. No Brasil, um exemplo é o atol das Rocas (RN).

Edifícios sedimentares bioinduzidos

Os edifícios sedimentares bioinduzidos são representados por construções calcárias, ou mais raramente fosfáticas, formadas pelo metabolismo fotossintetizante de cianobactérias. Do ponto de vista químico, o mecanismo de bioindução de calcários pode ser entendido com base no princípio da retroalimentação de sistemas abertos, o Princípio de Le Chatelier, aplicado à equação química que relaciona as formas iônica e precipitada do carbonato (bicarbonato e carbonato).

$$Ca^{+2}(aq.) + HCO^{-1}(aq.) \rightleftharpoons CaCO_3 + \overset{\uparrow}{CO_2} + \overset{\uparrow}{H_2O} \quad (9.1)$$

Segundo o Princípio de Le Chatelier, a retirada de qualquer componente de um sistema químico aberto, em prejuízo de um dos lados da equação, é naturalmente compensado pelo deslocamento do equilíbrio para esse lado e pela reposição do componente consumido. Assim, a retirada de CO_2 pela cianobactéria desloca o equilíbrio (eq.9.1) para a direita, repõe o gás carbônico consumido e favorece a precipitação de carbonato insolúvel ($CaCO_3$), sob a forma de calcita ou aragonita (dois minerais de estrutura cristalina diferente e mesma composição química). Deve-se ressaltar, no entanto, que a presença de carbonato nas construções microbianas pode também ter uma componente mecânica, isto é, a retenção ou filtragem de partículas finas pelos microorganismos.

Os edifícios estromatolíticos são formados pela alternância regular concordante entre lâminas de esteira microbiana e lâminas do carbonato que as recobre. As lâminas são finamente onduladas (Fig. 9.8).

Materiais ortoquímicos

Os materiais autóctones de origem química são chamados de **ortoquímicos**. *Orthós*, em grego, significa direito, ou correto. O direito ou correto indicado pelo prefixo, neste caso, diz respeito à origem química. Assim, o processo formador do sedimento ortoquímico seria a precipitação química, sem interferência de mecanismos biológicos ou físicos.

Os exemplos mais típicos de depósitos ortoquímicos sindeposicionais referem-se aos produtos de evaporação de salmouras naturais (evaporitos), à precipitação ou concentração química residual nos horizontes superiores de solos (caliches) e a algumas precipitações calcárias em cavernas (espeleotemas, Cap.7). Uma possibilidade de subdivisão dos depósitos ortoquímicos é separar os depósitos formados nas águas da bacia sedimentar, representados pelos evaporitos marinhos e continentais, daqueles formados pela circulação de águas vadosas (água intersticial acima do lençol freático), incluindo espeleotemas, caliches e eflorescências salinas. Os caliches consistem de crostas superficiais de sais ou óxidos e classificam-se conforme a composição química predominante em silcretes (sílica criptocristalina), ferricretes (óxidos e hidróxidos de ferro), calcretes (carbonato de cálcio) etc. Podem formar-se por fluxo descendente ou ascendente (evaporítico) de água vadosa. Enquanto a formação de silcretes e ferricretes depende de intensa precipitação pluviométrica, o calcrete corresponde a produto típico de pedogênese evaporítica em desertos.

Fig. 9.8 Estromatólito com esteiras planares horizontais. a) Metacalcário do Proterozóico superior, aflorante na estrada entre Apiaí e Iporanga (SP). Foto: P. C. F. Giannini. b) Calcário cretáceo da Chapada do Araripe, no Ceará (mesma região onde ocorrem os fósseis de peixes mais famosos do Brasil), observado ao microscópio óptico. Amostra coletada por M. L. Assine. Fotomicrografia: A. S. Assato e P. C. F. Giannini.

9.5 Categorias de Transporte Mecânico

O transporte sedimentar ocorre sempre através de um meio fluido, parado ou em movimento, seja ele o ar, a água ou uma massa viscosa constituída pela mistura entre sedimentos e água e/ou ar. O gelo também pode estar presente no meio, e até mesmo constituir, sob a forma de geleiras, o principal veículo do transporte sedimentar (Cap.11). Por sua rigidez, as geleiras oferecem pouca liberdade de movimento às partículas sedimentares, assemelhando-se assim, em termos de processos e seus respectivos depósitos, aos fluxos de fluidos de mais alta viscosidade.

Do ponto de vista físico, o estudo do transporte sedimentar resume-se, portanto, a um estudo de forças atuantes no interior de fluidos, tendo a viscosidade como critério de abordagem. A viscosidade é a propriedade física determinante do modo de manifestação das forças de superfície, assim como a densidade o é em relação às forças de corpo. Em termos de fluido, a correlação entre elas quase sempre é direta. Sob esse enfoque, os tipos de transporte sedimentar serão classificados em dois grandes grupos, conforme a viscosidade (e, na maioria das vezes, a densidade) seja baixa (água e ar com baixa concentração de grãos em suspensão) ou alta (gelo e misturas concentradas de gelo/água/ar com sedimento).

9.5.1 Fluxos de baixa viscosidade

Nos fluidos de baixa viscosidade estacionários (caso raro na natureza mas que, numa primeira aproximação, pode ser exemplificado pelas águas de um lago estagnado), as forças de corpo e de superfície agem sobre cada grão individualmente (por exemplo, uma partícula de argila decantando lentamente nas águas do lago, à mercê da força-peso e do empuxo). Nos fluidos de baixa viscosidade em movimento (correnteza de um rio, por exemplo), as forças de corpo agem sobre o fluido, fazendo-o se movimentar declive abaixo; o fluido repassa esta ação a cada grão, sob a forma de esforço tangencial, e transporta-o ou não, de acordo com seu peso e com sua forma. Assim, a característica essencial do transporte de grãos em meio pouco viscoso é que as forças agem de maneira predominantemente individual. O comportamento dinâmico do grão, isto é, sua velocidade, trajetória e modo de deslocamento, é uma resposta direta às forças nele atuantes e reflete suas características individuais como forma, densidade, tamanho e rugosidade superficial. Enfim, nos fluidos pouco viscosos, os grãos têm identidade própria. Como efeito, a corrente pode provocar uma seleção dos grãos no espaço, separando os grãos *mais leves* (menores e/ou menos densos e/ou de formato mais *flutuável*) dos *mais pesados*. Esta seleção pode, portanto, ter ao mesmo tempo caráter granulométrico, densimétrico e morfométrico.

Em um fluxo de baixa viscosidade, os grãos mais pesados tendem a ser transportados mais devagar que os leves. Fixada a densidade e demais variáveis, quanto mais grossa a granulação de um leito sedimentar inconsolidado, maior a velocidade mínima necessária para dar início ao movimento dos grãos, ou seja, a velocidade crítica (Fig. 9.9). Esta regra tem exceções importantes nas granulações muito finas, onde o aumento da superfície específica eleva a magnitude relativa das forças de superfície intergranulares (coesão/fricção). O efeito pelo qual leitos de silte e argila são mais difíceis de serem erodidos que os de areia recebe o nome de efeito ou anomalia Hjülstrom-Sundborg. A granulação máxima para existência deste efeito anômalo é de cerca de 0,1mm, em leitos coesivos, e 0,7mm, em leitos friccionais (o que define se um leito é coesivo ou friccional é, em grande parte, a própria granulação).

Uma vez que a corrente colocou a partícula em movimento, diminuem drasticamente os efeitos de coesão e fricção sobre ela. Nessas condições, quanto menor a granulação do material, mais fácil é o seu transporte. Partículas de diferentes tamanhos podem apresentar velocidades e mecanismos de transporte individual diferentes. Os principais mecanismos são a suspensão, a saltação, o arrasto e o rolamento. No fluxo não viscoso típico, estes mecanismos ocorrem de maneira predominantemente livre. A interação entre grãos vizinhos é subordinada e não compromete a trajetória de modo essencial.

Fig. 9.9 Diagrama energia x granulometria, apresentando as curvas de velocidade crítica de transporte e erosão. A curva de transporte (inferior) representa as velocidades necessárias para colocar em movimento grãos isolados de diferentes tamanhos. A curva intermediária representa as velocidades necessárias para erodir leitos friccionais formados por grãos (esferas de vidro, por exemplo) de diferentes tamanhos. A curva superior representa as velocidades necessárias para erodir leitos coesivos formados por grãos (placas de filossilicatos, por exemplo) de diferentes tamanhos. Fonte: Sundborg, 1956.

A **suspensão** é o carreamento ou sustentação do grão acima da interface sedimento/fluido (superfície deposicional). Ela pode ocorrer por uma ou mais dentre três condições físicas: existência de turbulência, baixa densidade e comportamento coloidal. As duas últimas condições não requerem movimento, podendo ser observadas mesmo em fluidos estacionários. As forças que mantêm o grão em suspensão, em cada uma destas situações, são, respectivamente, a força de ascensão hidráulica (Fig. 9.3), o empuxo e a resultante do movimento browniano.

A **saltação** é a manutenção temporária do grão em suspensão (Fig. 9.10), em trajetória aproximadamente elíptica, entre seu desprendimento inicial e o impacto na interface fluido/sedimento ou entre dois impactos sucessivos. Durante o choque, o grão pode afetar algumas partículas da interface e provocar rico-

chete, uma forma de saltação induzida pelo impacto. A saída de grãos por ricochete cria um pequeno déficit local, marcado por irregularidade no leito, e torna esta área mais exposta ao esforço tangencial e mais sujeita a novos lançamentos. Desse modo, o fenômeno da saltação possui a capacidade de se automultiplicar.

O **arrasto** ou rastejamento (*creep*) é o deslocamento do grão subparalelo e rente à interface sedimento/fluido, em contato duradouro ou tangencial com esta interface. A exemplo do que ocorre na saltação, o contato ou aproximação com a interface pode afetar outros grãos. O movimento induzido mais comum é um ligeiro remanejamento, através de empurrão dos grãos uns sobre os outros. Devido ao efeito multiplicador do remanejamento, o arrasto em encostas pode provocar, a longo prazo, o movimento lento, imperceptível em escala anual, do acúmulo sedimentar ou do regolito (Cap.7). Quando o material da encosta encontra-se saturado em água, este efeito é um pouco mais rápido (da ordem de 1 a 30 cm/ano). Recebe então o nome de solifluxão.

O **rolamento** é a rotação do grão em torno de um eixo, por sobre outros grãos da interface. É facilitado pelas formas esféricas e principalmente pelas cilindróides e pelo tamanho relativo do grão (maior que a média do substrato).

O movimento dos grãos por arrasto e rolamento é denominado **tração** (Fig. 9.11). Em sedimentologia, convém utilizar o termo especificamente para o movimento e não para a força motora (tensão tangencial à superfície deposicional).

Fig. 9.10 Fenômeno de queda ou nuvem de grãos, exemplo de transporte por saltação/suspensão, na crista de uma duna em Laguna, SC. Foto: P. C. F. Giannini.

Fig. 9.11 Produção de subleito friccional ou carpete de tração (camada de fundo com alta concentração de grãos em movimento trativo), em condições de alta energia e baixa profundidade, na zona de espraiamento. Praia de Peruíbe (SP). Foto: P. C. F. Giannini.

Fixada a energia de transporte, em um sedimento com certo intervalo de variação granulométrica, a população mais fina tende a ser transportada em suspensão, a mais grossa por tração e a intermediária por saltação. Fixada a granulação, a tração é o mecanismo de transporte preferencial nas baixas energias, passando-se, com o aumento gradual de energia, para saltação e depois suspensão.

A viscosidade, a densidade e a profundidade do meio também influem no mecanismo de transporte, em especial no início do movimento. Esta influência fica clara quando se comparam os transportes aquoso e eólico. A água impõe maior resistência viscosa e desse modo, o deslocamento para cima, por saltação por exemplo, no início do movimento dos grãos, torna-se mais difícil. No ar, a menor resistência na vertical faz com que a maioria dos grãos passe diretamente do repouso para a saltação e suspensão, em detrimento do estágio trativo (Fig. 9.10). Dois fatores adicionais de fundamental importância nessa peculiaridade do transporte eólico são as forças de fricção intergranulares, as quais aumentam nos meios menos viscosos e dificultam o movimento trativo dos grãos, e a energia de impacto, mais violenta quanto menor a viscosidade.

Examinados apenas como mecanismos de transporte de grãos livres, suspensão e tração exercem efeitos parecidos na dispersão dos sedimentos, pois ambos obedecem ao sentido de atuação da tensão tangencial imposta pela corrente. Vistos como mecanismos de deposição e de construção do leito sedimentar, eles possuem ações distintas. A deposição por suspensão ocorre, em sua essência, na

vertical, e promove o acúmulo gradual dos grãos e o crescimento do leito sedimentar de baixo para cima. Como a deposição ocorre de modo homogêneo ao largo do leito, este tende a ser plano. A deposição por tração deposita os sedimentos no sentido da tensão tangencial, com um forte componente paralelo ao leito sedimentar. Como a quantidade de sedimento que chega em dado trecho do leito é igual à quantidade que sai, o leito resultante também tende a ser plano. A conclusão é que, apesar de contrastantes, os mecanismos deposicionais por tração e suspensão puras conduzem a um mesmo tipo de forma de leito sedimentar: o **leito plano**.

A saltação comporta-se como mecanismo intermediário entre a tração e a suspensão. À semelhança da suspensão, ocorre queda do grão, porém existe um componente tangencial importante, ligado à inclinação da trajetória de queda e ao efeito de ricochete. Se imaginarmos que, para condições fixas de energia e granulação, todos os grãos iguais tendem a realizar saltos iguais (com amplitude e extensão constantes), e se considerarmos que as zonas de impacto e ricochete são áreas preferenciais para iniciar novas saltações, concluiremos que o leito alternará zonas deficitárias em grãos, nas áreas de incidência de ricochete, com zonas de estoque, menos impactadas (Fig. 9.12). Devido à orientação do fluxo, as zonas

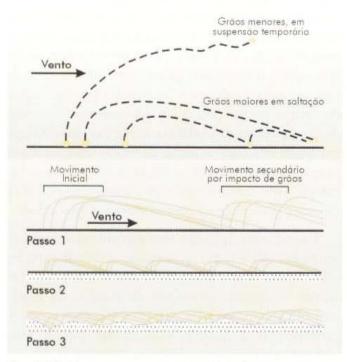



Fig. 9.12 Representação esquemática do transporte por saltação e suspensão e dos efeitos da saltação sobre um leito sedimentar. Fonte: Bagnold, 1941.

soerguidas de estoque desenvolvem rapidamente certa assimetria, adquirindo inclinação suave a montante da corrente e abrupta a jusante, o que configura a morfologia de marca ondulada assimétrica. O comprimento de onda da ondulação relaciona-se assim com a extensão preferencial dos saltos. Sob mais energia, saltos prolongados formam ondulações até métricas (megaondulações). O domínio da saltação/suspensão como mecanismo de transporte de areias eólicas explica porque o leito plano não é uma forma deposicional estável em campos de dunas (Fig. 9.10).

9.5.2 Fluxos densos ou gravitacionais

Os fluxos gravitacionais constituem o tipo de fluxo viscoso em que a viscosidade elevada se deve à grande concentração de sedimentos no fluido. Do ponto de vista estritamente físico, os fluxos gravitacionais distinguem-se dos fluxos de baixa viscosidade pelo objeto de atuação das forças de corpo (a mistura grãos/fluido e não mais o grão individual) e pelo modo e intensidade de manifestação das forças de superfície (forte influência da coesão, da fricção, do choque mútuo ou da turbulência). Do ponto de vista geológico, as três características mais comuns aos diferentes tipos de fluxos gravitacionais são: 1) a associação preferencial a declives, 2) a formação de depósitos, na base destes declives, com a morfologia de lobos e/ou leques, e 3) o caráter episódico (dissipação de grande quantidade de energia e deslocamento de grande massa de sedimentos em tempo muito reduzido, de segundos a poucas horas).

O jogo de forças que controlava o comportamento de cada grão em fluidos de viscosidade baixa está presente também aqui, só que aplicado a um conjunto de grãos, unido pela ação de forças de resistência (principalmente coesão e atrito). O equilíbrio do conjunto é dado pela soma das forças de resistência que se opõem à componente tangencial da força-peso, com efeito cisalhante. Este componente é tanto maior quanto mais acentuado o declive do terreno, o que explica a mencionada associação preferencial dos processos gravitacionais com encostas e taludes. Nessas condições de topografia, materiais inconsolidados como solos, acumulações sedimentares e aterros podem manter-se durante muitos anos em equilíbrio instável, e de um minuto para outro, movimentar-se declive abaixo com conseqüências catastróficas.

Mas o que provoca o fluxo gravitacional? De acordo com a equação de equilíbrio, o componente cisalhante da força-peso deve ter superado as forças de resistência. Explicada assim, a causa do fluxo parece muito simples. E o cálculo vetorial das forças parece o suficiente para prever o destino de qualquer encosta. No entanto, à medida que se tenta um enfoque menos determinístico e mais geológico, dois fatos se observam. Em primeiro lugar, a encosta tem uma dinâmica incessante, e variáveis imponderáveis (por exemplo, um recorde histórico de pluviosidade ou um sismo acima da média local) podem surgir de uma hora para outra. Em segundo lugar, várias hipóteses podem ser formuladas, pois muitas variáveis controlam a força-peso e as forças de resistência atuantes na massa que se movimentou. Como em qualquer outro fenômeno geológico, as palavras causa e previsão são apenas forças de expressão. Diferentes conjunções de variáveis podem conduzir ao mesmo efeito. Como conseqüência, as relações processo-produto não são únicas, como numa equação ou numa associação de causa e efeito. O enfoque geológico não explica porque o fenômeno ocorre e sim como ele ocorre. Do mesmo modo, não consegue prever a ocorrência, mas sim apontar a localização de zonas de iminência de fluxo e o grau de risco de habitações e obras vizinhas.

Um exemplo das múltiplas possibilidades de desencadeamento de um fluxo gravitacional pode ser encontrado na Fig. 9.13, que reproduz uma notícia do jornal *Folha de S. Paulo* sobre as causas prováveis do movimento de terra de Barraginha, em Contagem, na Grande Belo Horizonte (MG). Com base em interpretações de geólogos entrevistados pelo jornal, cinco fatores possíveis são evocados. É interessante notar como todos os fatores enumerados resumem-se, de uma forma ou de outra, em um desbalanço na equação de equilíbrio. O fator 1, fortes chuvas, pode representar tanto um decréscimo nas forças de resistência, devido à perda de coesão do solo, como um aumento da força-peso, provocado pela saturação intersticial. O fator 2, obras no alto da encosta, também pode representar qualquer um dos lados da equação de equilíbrio: o peso adicional exercido pelo maquinário ou a perda de resistência por trepidação. O fator 3, peso da estrutura recém-estabelecida no topo da encosta, refere-se explicitamente ao aumento do componente cisalhante da força-peso. O fator 4, acúmulo de lixo e o fator 5, existência de turfeiras, evocam a falta de resistência ao longo de pontos ou superfícies de fraqueza previamente definidos. Qualquer um dos fatores ou combinação entre eles pode ter desencadeado o escorregamento.

O exemplo deixa claro o quanto um conhecimento geológico básico pode explicar um fenômeno que faz parte de nosso dia-a-dia. E serve para ilustrar o papel social que a geologia desempenha ou, pelo menos, que virá a desempenhar a partir do momento em que o parecer do geólogo for solicitado para planejar a ocupação urbana e a construção civil e não mais para avaliar as causas de um desastre já consumado. Este e outros acidentes similares não poderiam ter sido evitados se um investimento no conhecimento técnico-científico tivesse sido feito na hora certa?

Favela corre risco de novo deslizamento

Da agência Folha em Contagem

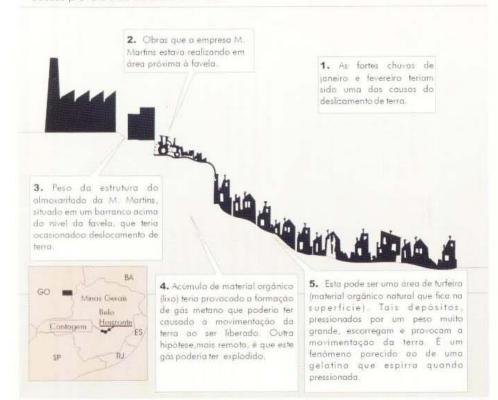



Fig. 9.13 Notícia do jornal Folha de São Paulo de 21 de março de 1992, destacando as causas prováveis do soterramento de Barraginha, em Contagem (MG).

REOLOGIA	TIPO DE PROCESSO GRAVITACIONAL	SUB-TIPOS DE PROCESSO GRAVITACIONAL	MECANISMO DE INTERAÇÃO INTERGRANULAR E/OU GRÃO / FLUIDO (SUSTENTAÇÃO DO MOVIMENTO)	REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO MECANISMO DE INTERAÇÃO	ÂNGULO SUFICIENTE PARA DESENCADEAMENTO*	PRODUTO	REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO PRODUTO
Rúptil ou disjuntiva	Queda de rocha (*rockfall*)		Cisalhamento ao longo de fraturas e na superfície de contato de clastos rudáceos		25 a 35	Depósitos de olistólitos (clastos rudáceos deslocados ou ressedimentados a pequena distância)	
	Deslizamento / escorregamento (*sliding / slumping*)	Deslizamento (*sliding*)	Cisalhamento concentrado ao longo de superfícies planas de descontinuidade física		20 (água) a 30 (ar)	Falhas normais de alta encosta ou talude; olistólitos tabulares deslizados (*slide deposits*)	
		Escorregamento (*slumping*)	Cisalhamento concentrado ao longo de superfícies curvas de descontinuidade física		20 (água) a 30 (ar)	Falhas lístricas e depósitos dobrados (slump folded deposits) de baixa encosta ou talude Olistólitos deformados	
Dúctil ou plástica (de massa)	Fluxo granular (*grain flow* ou *sand flow*)		Pressão dispersiva (choque entre grãos) e peneiramento cinético		18 (água) a 25 (ar) para areia média a fina	Lentes delgadas de areia (espessura máxima subdecimétrica) com gradação inversa e empacotamento aberto	
	Fluxo de detritos ou de lama (*debris flow* ou *mud flow*)		Tensão interna (densidade/ viscoside) da matriz: empuxo e/ou turbulência viscosa		5	Depósitos rudáceos com organização incipiente	
Fluidal	Acomodação de sedimentos liquidificados (*quick sands*)	Acomodação de sedimentos liquefeitos (*liquefied flow*)	Descenso (compactação) de grãos e deslocamento ascendente de fluidos intersticiais		0	Areias com aspecto maciço ou estruturas deformacionais caóticas (convoluções)	
		Acomodação de sedimentos fluidificados (*fluidized flow*)	Escape ascendente concentrado de fluidos		0	Areias com estrutura em pires (dish), tubos de escape de fluidos (pillar) e microvulcões	
	Corrente de turbidez (*turbidity current*)		Turbulência fluidal; sob energia e concentração declinantes		0	Turbiditos: sucessões granodecrescentes de areia cascalhosa a argila	

* Este ângulo aumenta com a fricção ou coesão entre os grãos. Depende portanto da granulação, do teor de água e de lama, do grau de arredondamento, da presença de superfícies prévias de fraqueza, da energia de ativação do processo (fortes correntes, tempestades, sismos) etc. Os valores fornecidos são apenas para comparação de ordens de grandeza.

Fig. 9.14 Principais tipos de fluxos gravitacionais e suas características quanto a regime reológico, mecanismo de interação grãos/fluido, declive mínimo e depósito.

Regimes de transporte de alta viscosidade

A matéria-prima do transporte gravitacional é uma mistura de fluido (líquido e/ou gás) e sólido, cujo comportamento não é próprio de nenhum deles. A disciplina da Física que descreve o comportamento deste tipo de material é a reologia. Entende-se por reologia também a resposta dada por estes materiais à solicitação de esforços. Neste último sentido, as misturas em movimento nos fluxos densos podem apresentar três tipos básicos de regimes reológicos: o rúptil, o plástico e o fluidal.

No regime reológico rúptil, os grãos mantêm contato sistemático e permanente (estático) entre si de modo que esta se rompe somente ao longo de superfícies definidas. No regime plástico, existe movimento entre os grãos, com choque ou atrito em grau variável. A resposta reológica em macroescala é que a mistura se deforma e/ou se desloca como um falso fluido ou uma massa (no sentido de pasta). No regime fluidal, os grãos encontram-se separados por água, de modo que a mistura flui ao ser solicitada por um esforço. Uma vez iniciado o fluxo denso fluidal, sua dinâmica é comandada pelo fluido verdadeiro.

A classificação reológica destaca o comportamento dos fluxos sob o ponto de vista mecânico. No âmbito sedimentológico, do mecanismo de interação entre os grãos e das características de seus depósitos, pode haver mais de um tipo de fluxo denso dentro de mesma reologia. Desse modo, seis variedades principais de fluxos gravitacionais podem ser distintas: escorregamento, deslizamento, fluxo granular, fluxo de lama, liqüefação e corrente de turbidez (Fig. 9.14).

Fluxos densos de reologia rúptil: escorregamentos e deslizamentos

Os escorregamentos e deslizamentos constituem os tipos mais comuns de fluxo gravitacional rúptil, em encostas ou em bacias submersas. Os dois termos são diferenciados por alguns autores e utilizados como sinônimo por outros (para conhecer quais seriam as diferenças entre eles, consulte a Fig. 9.14). A característica essencial é o desequilíbrio localizado de tensão interna, ao longo de uma superfície de fraqueza preexistente ou definida durante o início do processo. O regime de forças distribui-se de tal modo que há distensão no topo do declive, com formação

Fig. 9.15 Dois aspectos de aterro em encosta, recém-afetado por escorregamento (Curitiba, PR, março de 1993). a) Planos de deslocamento subvertical no alto de encosta. Notar o escalonamento de blocos. b) Deformação compressiva na base da encosta. Foto: P. C. F. Giannini.

de planos de deslocamento subverticais (falhas normais; Cap. 19) e blocos escalonados (Fig. 9.15a), e compressão na base, onde a deposição se dá sob a forma de dobras recumbentes atectônicas (Fig. 9.15b) e brechas de solo ou sedimento subconsolidado (neste último caso, intraclásticas). Isto significa que a mistura grãos/fluido desloca-se declive abaixo como um bloco mais ou menos coerente e homogêneo, podendo perder parcialmente (Fig. 9.16) ou não esta coerência durante sua deposição na base da encosta.

Fig. 9.16 Aspecto geral de um escorregamento com depósito incoerente. Notar forma em meia-lua e escalonamento da cicatriz de escorregamento. Proximidades do km 33 da Rodovia SC-032 (Ituporanga – Alfredo Wagner). Foto: P. C. F. Giannini.

Fluxos densos de massa

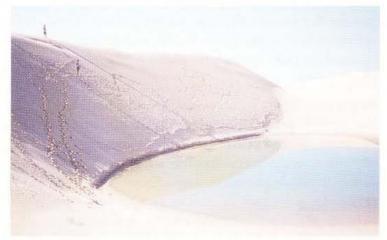
Os exemplos mais típicos de fluxos gravitacionais plásticos são o fluxo granular e o fluxo de lama. Os movimentos de areias liquefeitas constituem um exemplo de fluxo plástico na transição para o regime fluidal.

Fluxos granulares: o mistério dos torrões no açucareiro

O princípio físico do fluxo granular (*grain flow* ou *sand flow*) não é exclusivo de fenômenos sedimentares. Ele ocorre em processos bastante comuns no dia-a-dia. O fenômeno explica uma pergunta que se faz às vezes à mesa do café, diante de um açucareiro contendo açúcar levemente úmido e empedrado: por que os torrões de açúcar concentram-se de preferência no topo do açucareiro e não na base, como seria de esperar com base em sua relação de massa com os demais cristais de açúcar? E, ainda, por que a iniciativa de chacoalhar ligeiramente o açucareiro parece apenas agravar essa situação, fazendo emergir mais e mais torrões, em vez de escondê-los?

Uma pilha de açúcar despejada sobre um prato possui um ângulo natural de repouso. Se fornecermos uma energia adicional para o depósito, por exemplo através de choques na lateral do prato, a pilha de açúcar se espalhará, passando a ângulos de repouso cada vez mais baixos. Nesse processo, muito provavelmente novos torrões emergirão. O espalhamento do açúcar visa à aquisição de um empacotamento mais aberto de cristais ou grãos de açúcar, compatível com o aumento de energia mecânica. E este empacotamento aberto é obtido por choques sucessivos, pilha abaixo, entre cristais e grãos vizinhos, mecanismo conhecido como pressão dispersiva. A pressão dispersiva é a modalidade de interação intergranular típica do processo de fluxo de grãos.

O fluxo granular é plástico com razão grãos/fluido elevada. O fluido pode ser água ou ar. A interação intergranular típica tem caráter friccional e dá-se em sedimentos relativamente puros na granulação areia. Em virtude das intensas forças de atrito que se observam nessas condições, o ângulo mínimo necessário para desencadear o processo é o mais alto dentre os vários tipos de fluxos gravitacionais (Fig. 9.14). O fluxo granular deposita lentes de areia com no máximo alguns centímetros

a) Fluxo granular clássico. A extensão da língua de areia é de aproximadamente 20 cm.

b) Avalancha coesiva ou escorregamento de areia: tipo de fluxo gravitacional em areia com umidade elevada. Notar cicatrizes de escorregamento, produzidas por esforço distensivo, no alto da duna, e pequenas dobras, geradas por compressão, na porção basal.

c) Escorregamento degenerado: tipo de fluxo gravitacional intermediário entre o fluxo granular e o escorregamento de areia.

Fig. 9.17 Exemplos de fluxos gravitacionais em frente de dunas da região de Jaguaruna-Laguna (SC). Fotos: P. C. F. Giannini.

de espessura. Sua ocorrência restringe-se em essência a avalanchas na frente de megaondulações, subaquosas ou subaéreas. Como o impacto entre grãos de areia é mais violento nos meios de menor viscosidade, os exemplos mais didáticos de fluxo granular encontram-se nas avalanchas de areia seca de frente de duna eólica.

Quando submetidas a ventos mais fortes que os responsáveis por sua deposição inicial por saltação, as concentrações de grãos nos arredores da crista tornam-se instáveis e passam a alimentar um fluxo gravitacional ao longo do flanco protegido da duna (Fig. 9.17a e 9.17c), em busca de empacotamento mais aberto e ângulo de declive menor. Na dependência da energia de fluxo e da heterogeneidade granulométrica, a pressão dispersiva pode criar um empacotamento aberto e permitir a produção de gradação inversa.

O depósito de fluxo granular concentra-se na parte média do flanco protegido da duna, sob a forma de lobos linguóides, individuais ou coalescidos (Fig. 9.17). No entanto, a morfologia exata dos depósitos de fluxo granular na frente da ondulação depende da coesão aparente da areia, controlada pelo teor de umidade. Com base no critério de umidade da areia, é possível reconhecer uma série contínua de processos gravitacionais em sedimentos eólicos, desde o membro-extremo mais seco (Fig. 9.17a) até o mais úmido (Fig. 9.17b). A avalancha de areia úmida é muito similar a um escorregamento.

Quando a lama comanda o movimento: fluxos de lama ou de detritos

No fluxo de lama ou de detritos (*mud flow* ou *debris flow*), a interação intergranular que garante o comportamento de fluxo gravitacional é dada pela matriz pelítica. Presente em quantidades muito variáveis de caso a caso, ou mesmo ao largo de um mesmo lobo de fluxo de lama, a matriz fina desempenha a função de ligante e lubrificante entre os grãos mais grossos.

O mais típico dentre os mecanismos comandados pela matriz é o empuxo (*buoyance*), importante nos fluxos cuja constituição é dominada em volume por lama de alta viscosidade. Nesta situação, a viscosidade acentuada inibe a turbulência e o fluxo tende a ser laminar. As lâminas superiores, mais afastadas da zona de máxima fricção com o substrato, deslocam-se mais rapidamente e levam consigo os grãos mais grossos, cuja superfície exposta à tensão cisalhante e ao empuxo é maior. Este efeito pode gerar uma ligeira gradação inversa no depósito de fluxo de lama, ajudada pela anulação que o empuxo viscoso exerce na força-peso dos grãos individuais. O fluxo ocorre por distância limitada, devido ao congelamento coesivo do movimento.

O lobo de fluxo de lama costuma apresentar um zoneamento interno (Fig. 9.18). Denominam-se diques marginais as zonas de concentração de clastos grossos, com baixa velocidade de deslocamento e predomínio de pressão dispersiva. O núcleo do lobo, visto tanto em planta como em seção transversal, é a zona de menor resistência ao movimento e de maior velocidade.

Os fluxos de lama são, muitas vezes, o resultado da evolução para jusante de depósitos de escorregamento incoerente subaéreos ou subaquosos. No caso subaéreo, desempenham papel fundamental na sedimentação de leques aluviais. Em bacias oceânicas, fornecem sedimentos para a formação de correntes de turbidez, e, por extensão, de leques submarinos.

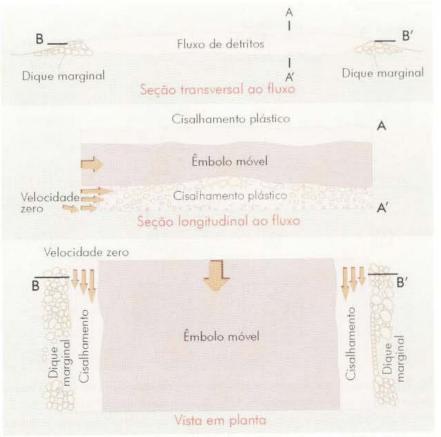



Fig. 9.18 Desenho esquemático de um fluxo de lama ou de detritos, em cortes transversal e longitudinal e em planta. Fonte: Fritz & Moore, 1988.

Areias movediças: o fenômeno da liquidificação

A liquefação (fluidificação ou liquidificação) é um estado da matéria, no limiar entre a reologia plástica e a fluidal, em que os grãos estão suspensos em seus próprios poros. Esse estado é atingido em areias fofas, encharcadas durante ou logo após a deposição, com a água nos poros sob máxima pressão possível. A última condição corresponde à vibração mecânica sobre a massa, suficiente para que cada grão fique separado de seu vizinho por um delgado filme de água (Fig. 9.19).

O fenômeno da liquidificação é conhecido e até familiar para a maioria de nós. A areia movediça (*quick sand*) é um exemplo de sedimento no estado liquidificado. Saltitar seguidamente sobre uma areia de praia encharcada, na parte emersa da zona de espraiamento, pode liquidificar a areia (Fig. 9.20a). O estado liquefeito é mantido apenas enquanto durar a vibração mecânica que o introduziu ou em casos de fluxos d'água ascendentes. O caráter efêmero da liquidificação está ligado ao fato de que esse estado da matéria representa um estado de equilíbrio instável: como manter água sob um grão estático, mais pesado que ela? Seria o mesmo que desafiar a lei da gravidade.

Enquanto dura a vibração capaz de manter os grãos levemente afastados uns dos outros, a mistura sedimento/água permanece em empacotamento o mais aberto possível (Fig. 9.19.1). Em nossos exemplos, esta vibração pode ser representada pelo impacto repetido dos pés em movimento sobre a areia (Fig. 9.20a). Uma vez suspensa a vibração mecânica, o estado liquefeito torna-se insustentável, e os grãos começam a afundar, enquanto a água é espremida e forçada a ascender, seja através dos poros intergranulares seja confinada em tubos de escape (Fig. 9.19.2). Terminado o movimento dos grãos (Fig. 9.19.3), a água excedente terá se acumulado nas poças fabricadas pelas marcas de nossos pés ou nos arredores de pequenos vulcões de areia (Fig. 9.20.b) formados naturalmente pelo extravasamento de tubos de escape.

Na natureza, o fator de vibração mecânica necessária para fluidificar a areia pode ser a turbulência exercida pela própria corrente que acaba de depositar a areia ou o pisoteio da areia por algum animal. No entanto, a passagem de geleiras e os sismos podem produzir efeito de intensa liquidificação, afetando espessuras consideráveis de sedimentos, por dezenas de quilômetros de distância (Fig. 9.21).

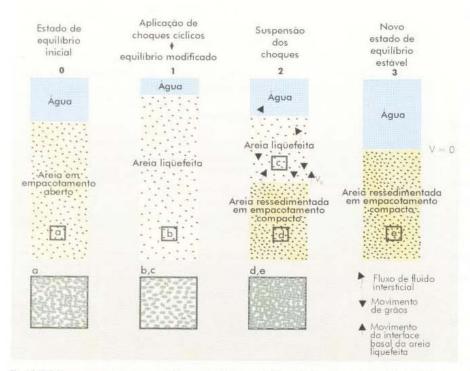



Fig. 9.19 Representação esquemática dos três principais estágios de evolução hidrodinâmica de um depósito sedimentar liquefeito: 1. Equilíbrio instável: estado de fluidificação; 2. Quebra do equilíbrio instável e início da ressedimentação: busca de um novo estado de equilíbrio; 3. Final da ressedimentação: aquisição do equilíbrio estável. Fontes: Allen & Banks, 1972 e Allen, 1984.

Fluxos densos de reologia fluidal: correntes de turbidez

As correntes de turbidez constituem misturas de água com sedimentos que se movem junto ao fundo sedimentar, claramente distintas do corpo de água circundante. O movimento e a manutenção da corrente junto ao fundo é atribuída à sua maior densidade em comparação com as águas arredores, devido à presença de partículas em suspensão. Entre estas partículas e o fluido, o mecanismo de interação determinante das características do transporte é a turbulência.

A turbulência e sua instável composição de forças com resultante para cima são responsáveis pela capacidade de auto-sustentação das correntes de turbidez. Graças a essa capacidade, este tipo de fluxo denso consegue percorrer distâncias de milhares de quilômetros

Fig. 9.20 Experimento em praia do município de Imbituba (SC). a) Fluidificação da areia de praia provocada por pisoteamento intenso na zona de espraiamento de ondas. b) Vulcões de areia produzidos como resultado da quebra do estado de fluidificação, após a suspensão do pisoteamento. Fotos: P. C. F. Giannini.

antes de se dissipar. A auto-sustentação pode ser explicada do seguinte modo: uma vez iniciada, a corrente de turbidez erode o fundo sedimentar e coloca mais partículas em suspensão; o incremento da carga em suspensão eleva a viscosidade da corrente; mais viscosa, a corrente ganha maior poder erosivo e revolve ainda mais o fundo; esta erosão volta a elevar a viscosidade, que erode mais, e assim sucessivamente.

Fig. 9.21 Convoluções de amplitude métrica em arenito no Município de São Pedro (SP), possivelmente induzidas por sismo penecontemporâneo à deposição. Foto: P. C. F. Giannini.

A formação de uma corrente de turbidez depende de um estímulo inicial que coloque sedimentos do fundo sedimentar em suspensão na água. O estímulo primário pode ser representado por um abalo sísmico, pela chegada abrupta de uma corrente de fundo com forte esforço cisalhante, pelo aporte e deposição rápida de grande quantidade de sedimentos ou pelos diferentes tipos possíveis de combinações entre esses fatores. Não por acaso, a ocorrência de correntes de turbidez de porte concentra-se no talude continental (Fig. 9.22), onde a sismicidade e o declive acentuado estão presentes, defronte a zonas de intenso aporte sedimentar terrígeno,

Fig. 9.22 Representação esquemática do sistema plataforma - talude - planície abissal, com a localização dos leques submarinos, formados em maior parte por depósitos de correntes de turbidez.

como grandes deltas ou desembocaduras de rios alimentados por imensos sistemas de leques aluviais.

O conhecimento que hoje se dispõe sobre correntes de turbidez é relativamente recente e sua evolução histórica é um assunto interessante para quem aprecia estudar o processo das descobertas científicas. Como se trata de um fenômeno escondido no fundo do mar, a milhares de metros de profundidade, as primeiras referências científicas, datadas do início da década de 1950, foram feitas com base em indícios indiretos e suspeitas, sem nenhuma observação de processo. O indício mais importante foram as várias ocorrências de rompimentos sucessivos de cabos telegráficos submarinos, registrados no decorrer das duas décadas anteriores. Em cada uma dessas ocorrências, os cabos de determinada localidade rompiam-se sucessivamente das profundidades menores para as maiores, em questão de poucas horas e por uma distância, transversal à margem continental, de centenas de quilômetros. A idéia de que correntes de fundo densas e viscosas seriam responsáveis por esses rompimentos e pela deposição de areia e cascalho no fundo do mar chegou a ser considerada na época uma fantasia de geólogos de imaginação excessiva. Mas em questão de menos de dez anos, converteu-se em importante paradigma da geologia sedimentar.

Do ponto de vista do transporte sedimentar, a corrente de turbidez é o tipo de fluxo gravitacional que possui mais pontos em comum com os fluxos de tração e suspensão livre. Isto se deve a sua reologia fluidal e à elevada relação fluido/grãos. Em suas porções proximais, preenchendo cânions no talude e na parte superior dos leques submarinos, as correntes de turbidez transportam sedimentos grossos por carpetes de tração (subleito friccional de alta energia). Na parte mais distal do leque, depositam-se desde areias com estratificação planar trativa e marcas onduladas até lamas em leito plano de suspensão livre (Fig. 9.23). Pode-se dizer, portanto, que as correntes de turbidez são miscelâneas de processos de tração e suspensão ocorrendo dentro de um fluxo gravitacional. A razão para que ela seja classificada como fluxo gravitacional é que sua própria existência e movimento são conseqüências de uma ação da gravidade sobre uma mistura grãos/fluido.

Leituras recomendadas

COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B. *Sedimentary Structures*. London: Allen & Unwin, 1982.

FRITZ, W. J. & MOORE, J. N. *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*. New York: John Wiley & Sons, 1988.

LEEDER, M. R. *Sedimentology; Process and Products*. London: George Allen & Unwin, 1982.

SUGUIO, K. *Rochas Sedimentares*. São Paulo: Edgard Blücher/Edusp, 1980.

WALKER, R. G. Ed. *Facies Models*. Ontario: Geol. Assoc. of Canada, 1986.

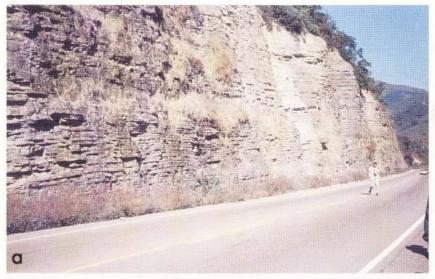
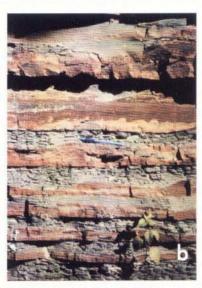



Fig. 9.23 Turbiditos entre Rio do Sul e Itajaí (SC), na altura do km 106,5 da Rodovia SC-470, com espessa sucessão rítmica de arenitos e lutitos marinhos. a) Aspecto geral. b) Detalhe do afloramento. Até o início do século XX, imaginava-se que areias marinhas sópoderiam ser depositadas em águas rasas (sob ação de ondas e marés) e sucessões como estas eram atribuídas a repetidas oscilações de profundidade. A interpretação mais aceita é a de que cada par de estratos foi formado pela passagem de uma corrente de turbidez. Nota contato brusco na base e transicional no topo das lâminas de arenito (litologia de coloração bege). Fotos: P. C. F. Giannini.

10

RIOS E PROCESSOS ALUVIAIS

Claudio Riccomini
Paulo César F. Giannini
Fernando Mancini

Rios, no sentido geral, são cursos naturais de água doce, com canais definidos e fluxo permanente ou sazonal para um oceano, lago ou outro rio. Dada a sua capacidade de erosão, transporte e deposição, os rios são os principais agentes de transformação da paisagem, agindo continuamente no modelado do relevo. São importantes para a atividade humana, seja como vias de transporte e fontes de energia hidroelétrica e de água potável, seja como supridores de recursos alimentares através da pesca e de água para irrigação. Além disso, a existência de terras férteis nas planícies de inundação situadas às suas margens permite o cultivo em larga escala. Por outro lado, as inundações associadas aos rios constituem um dos principais acidentes geológicos, acarretando perdas de vidas humanas e grandes prejuízos.

Os processos associados aos rios, denominados **processos fluviais**, enquadram-se, num sentido mais amplo, no conjunto de **processos aluviais**, que compreendem a erosão, transporte e sedimentação em **leques aluviais**, rios e **leques deltaicos**. Os leques aluviais são sistemas fluviais distributários espraiados por dispersão radial no assoalho de uma bacia a partir dos locais de saída de drenagens confinadas em regiões montanhosas. Por sua vez, os leques deltaicos são leques aluviais que avançam diretamente para o interior de um corpo de água (lago ou mar). Os depósitos correspondentes, ou **depósitos aluviais**, apresentam grande importância econômica como hospedeiros de recursos minerais (como urânio e depósitos de *placer* com diamantes, cassiterita e ouro - ver Cap. 21), energéticos (carvão, petróleo e gás - Cap. 22) e hídricos (água subterrânea - Cap. 20).

O transporte sedimentar em sistemas aluviais processa-se principalmente como fluxo de detritos, típico dos leques aluviais, ou como carga suspensa ou de fundo em canais fluviais. Os sedimentos aluviais apresentam natureza essencialmente clástica (Cap. 9), com granulação muito variável. Sedimentos químicos podem ocorrer localmente, como crostas e concreções de calcita (calcretes - Cap. 9) desenvolvidas em paleossolos e evaporitos em *sabkhas* continentais.

Os depósitos aluviais constituem um dos mais importantes componentes do registro geológico. Seu estudo, baseado em modelos estabelecidos a partir da observação de depósitos recentes, permite a caracterização dos processos hidrodinâmicos e a compreensão da evolução sedimentar dos depósitos antigos, fundamentais na distribuição dos recursos e na reconstituição da evolução tectono-sedimentar de uma bacia.

Neste capítulo trataremos os aspectos essenciais dos rios e dos processos aluviais. Inicialmente serão abordadas as bacias de drenagem. Em seguida apresentaremos algumas formas de classificação dos rios, dos leques aluviais e dos leques deltaicos, com base no estudo de processos e produtos em análogos atuais. Passaremos então ao estudo dos depósitos aluviais no registro geológico. Analisaremos também as inundações, que constituem o principal acidente geológico relacionado aos rios, com sérias implicações para a atividade humana.

10.1 Bacias de Drenagem

Os rios são os principais componentes das **bacias de drenagem**. A bacia de drenagem de um determinado rio é separada das bacias de drenagem vizinhas por um divisor de águas. As bacias de drenagem podem atingir grandes extensões territoriais, como é o caso dos rios Amazonas, com cerca de 5.780.000 km² (Fig. 10.1), Congo, com pouco mais de 4.000.000 km² e Mississipi, com cerca de 3.220.000 km².

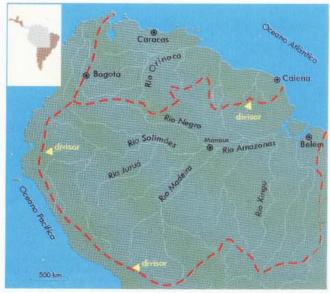



Fig.10.1 Bacias de drenagem dos rios Amazonas e Orinoco.

◄ Arquipélago de Anavilhanas, rio Negro, Brasil, na época das cheias. Foto: Roberto Linsker.

Todos os rios numa bacia de drenagem possuem um nível de base (Cap. 9), que pode ser definido como o local de menor elevação em relação ao qual um rio pode erodir o seu próprio canal. Esse nível de base pode ser regional, o que na maioria dos casos é o nível do mar, ou local, nesse caso representado por lagos, rochas mais resistentes (Fig. 10.2), ou ainda drenagens de maior porte que atuam como limites para seus tributários. Praticamente todos os grandes rios possuem como nível de base regional o oceano, com o qual se encontram (Fig. 10.3) e por vezes constroem **deltas**. Deltas são protuberâncias na linha de costa formadas nos locais onde os rios adentram os oceanos, mares interiores ou lagos. Os deltas são constituídos por sedimentos transportados pelos rios que os alimentam. Esta designação provém da semelhança dessas feições com a letra grega delta (Δ), reconhecida desde Heródoto (4 séculos antes de Cristo).

Excepcionalmente, rios de grande porte podem desaguar em amplas bacias em regiões áridas do interior dos continentes, construindo leques aluviais de grandes dimensões, onde, em função da infiltração das águas no substrato, das altas taxas de evapotranspiração e baixa pluviosidade, toda a água é evaporada. Um notável exemplo é o caso do rio Okavango, em Botswana, cujas águas evaporam ao atingir o deserto do Kalahari.

Os rios podem estender os seus cursos a jusante, através da progradação, que é o recuo da linha de costa em decorrência da deposição de sedimentos transportados pelo rio, resultando na construção de deltas, ou a montante, através do processo denominado erosão remontante. Este último processo ocorre pelo fato de que nas cabeceiras das drenagens têm-se as porções de maior declividade, e portanto de maior energia e maior capacidade de erosão ao longo de um curso fluvial. A erosão remontante, em certos casos, pode romper a barreira do divisor de águas promovendo a ligação entre cursos fluviais de duas diferentes bacias de drenagem. Este fenômeno é denominado cap-

Fig.10.3 O rio Amazonas transporta um monumental volume de sedimentos para o mar. Na sua foz tem-se uma extensa pluma de sedimentos finos em suspensão (porção avermelhada na parte superior da foto) e o desenvolvimento de um expressivo cone submarino, sem qualquer tipo de construção emersa (imagem obtida pela missão STS-46 do ônibus espacial da *National Aeronautics and Space Administration* – NASA).

Fig. 10.2 As cataratas do Iguaçu, desenvolvidas em basaltos cretáceos da Bacia do Paraná, constituem um nível de base local para o rio Iguaçu, afluente do Paraná. Foto: C. Riccomini.

tura de drenagem e também pode ser impulsionado por fenômenos tectônicos (Figura 10.4).

As bacias de drenagem encerram também numerosos tipos de lagos (Quadro 10.1).

O rebaixamento do nível de base de um rio provoca o aprofundamento do seu leito com a conseqüente erosão de sedimentos anteriormente depositados. As feições resultantes, elevadas em relação ao novo nível d'água do rio, são designadas de terraços fluviais, eventualmente submersas durante as cheias.

Fig. 10.4 O desvio das cabeceiras do rio Tietê para a bacia de drenagem do rio Paraíba do Sul é um dos mais notáveis exemplos conhecidos de captura de drenagem. Previamente ao soerguimento do alto estrutural de Arujá, ocorrido no Terciário, as cabeceiras de drenagem do rio Tietê estendiam-se a mais de cem quilômetros a leste das atuais. O alto é delimitado por falha (traço em azul; A - bloco alto; B - bloco baixo). As setas indicam o sentido de fluxo dos rios. O local assinalado com o círculo indica o provável local de ligação pretérita entre as drenagens. Com a captura desenvolveu-se o "cotovelo" de Guararema, onde o rio Paraíba do Sul sofre inflexão de 180° em seu curso.

10.1 Lagos

Lagos são massas d'água estagnada, de origem natural (não antrópica), maiores de 0,1 km², situadas em depressões do terreno e sem conexão com o mar. As dimensões dos lagos são variáveis, existindo pouco mais de 250 com área superior a 500 km². Em relação às suas drenagens, os lagos podem ser classificados em exorreicos, quando deles saem rios conectados aos oceanos, ou endorreicos, que não apresentam ligação com o oceano.

Cerca da metade dos lagos conhecidos é de origem glacial e outro terço formado por processos tectônicos (Cap 19), particularmente em *rifts* (Fig. 10.5). Ocorrem ainda sob a forma de lagunas costeiras, em crateras de vulcões e estruturas de impacto de corpos celestes (astroblemas), em ambientes fluviais (por barramentos e em planícies de inundação) e em zonas deltaicas. Podem ainda ocupar depressões resultantes de escorregamentos, deflação ou rebaixamento geoquímico. Eles estão distribuídos em diferentes partes do planeta, compreendendo as regiões polares (Fig. 10.6), temperadas, desérticas e tropicais úmidas.

A flutuação da lâmina d'água de um lago é função do balanço hidrológico, que compreende a interação com a atmosfera (precipitação e evaporação), com as águas superficiais e com as águas subterrâneas, incluindo as hidrotermais. Estes fatores controlam a composição das águas, que podem ser doces ou salinas.

A deposição nos lagos processa-se por decantação, com taxas de sedimentação muito baixas, atingindo valores da ordem de 10^{-2} cm/ano. Predominam sedimentos pelíticos (Fig. 10.7), podendo ocorrer também a precipitação de sais (Fig. 10.8) ou a floculação de argilas em função das características químicas das águas. A matéria orgânica, incluindo restos vegetais, pólens e esporos, além de animais, é um constituinte freqüente nos depósitos.

Tendo em vista as baixas taxas de sedimentação e a composição dos sedimentos lacustres, pequenas espessuras de sedimentos podem guardar longos registros de mudanças climáticas do passado. Nos últimos quinze anos, concentram-se esforços no estudo de lagos na busca de informações sobre a evolução paleoclimática do planeta. Sondagens rasas foram efetuadas nos depósitos lacustres pleistocênicos do astroblema de Colônia, estrutura circular com 3,64 km de diâmetro, situada a cerca de 50 km ao sul do centro da Cidade de São Paulo. Os dados obtidos indicaram que ao redor de 28.000 A.P. (antes do presente), passou a vigorar um clima frio e condições de semi-aridez na região, que perduraram pelo menos até 18.000 anos A.P.

Fig. 10.5 O lago de Ypacaraí, nos arredores de Assunção (Paraguai), ocupa a porção central de um *rift-valley* delimitado por falhas de direção noroeste-sudeste (modelo de elevação digital do terreno elaborado por A. E. M. Sallun).

Fig. 10.6 O lago Vostok, com cerca de 14.000 km² de superfície e 510 m de profundidade máxima, é o maior lago de água doce do mundo sob o gelo. Esse lago está situado na porção centro-leste da Antártica. Na estação de Vostok, localizada sobre a extremidade sul do lago, foi registrada a temperatura mais baixa do planeta (-89,3°C), em julho de 1983. A superfície do lago está sob uma camada de gelo com cerca de 3.750 m de espessura e presume-se que ocorram sedimentos no seu fundo. Uma perfuração no gelo que recobre o lago, efetuada em 1998, atingiu pouco mais de 3.620 m de profundidade, fornecendo um registro de aproximadamente 500.000 anos de dados paleoclimáticos. Microorganismos isolados pelo gelo durante o último milhão de anos poderão ser encontrados nestes sedimentos e nas águas do lago.

Fig. 10.7 Durante o Oligoceno (Terciário), a porção central da Bacia de Taubaté (Estado de São Paulo) foi ocupada por um extenso lago, onde foram depositadas as camadas de argilas esverdeadas da Formação Tremembé. Estas argilas, de composição esmectítica, são lavradas para uso industrial. Foto: C. Riccomini.

Fig. 10.8 O Salar de Atacama é um lago situado em região desértica no norte do Chile. Nas porções secas podem ser encontradas crostas salinas de diferentes composições, particularmente de halita. Foto: C. Riccomini.

10.2 Rios

Os rios e as drenagens podem ser classificados de diferentes formas. Do geral para o particular, as classificações mais comuns têm como base o padrão de drenagem, o comportamento das drenagens em relação ao substrato e a morfologia dos canais.

10.2.1 Padrões de drenagem

As drenagens, observadas em uma carta topográfica, fotografia aérea ou imagem de satélite, apresentam padrões bastante característicos em função do tipo de rocha e das estruturas geológicas presentes no substrato da bacia (Fig. 10.9). O padrão mais comumente observado é o dendrítico, no qual o arranjo da drenagem assemelha-se à distribuição dos galhos de uma árvore e ocorre quando a rocha dos substratos é homogênea, como um granito por exemplo, ou ainda no caso de rochas sedimentares com estratos horizontais. Um segundo padrão é o paralelo, desenvolvido em regiões com declividade acentuada, onde as estruturas do substrato orientam-se paralelamente ao mergulho do terreno. Nos casos em que a drenagem distribui-se em todas as direções a partir de um ponto central, como um cone vulcânico ou uma feição dômica, tem-se o padrão radial. Quando a drenagem exibe em planta um arranjo retangular, mas com os tributários paralelos entre si, ocorre o padrão em treliça, típico de regiões com substrato rochoso onde se alternam rochas mais ou menos resistentes em faixas paralelas com planos de fraqueza ortogonais, como no caso de regiões dobradas de relevo do tipo Apalachiano. Um exemplo deste último padrão ocorre ao longo da Faixa Paraguai, no Mato Grosso (ver figura introdutória do Cap. 19). Naturalmente existem padrões intermediários entre estes casos extremos ou ainda a mudança de padrão ao longo de um rio ou bacia de drenagem, os quais recebem denominações específicas.

Fig. 10.9 Os principais padrões de drenagem. Baseado em Bloom, A.L., 1991.

10.2.2 Comportamento das drenagens em relação ao substrato

A natureza e o arranjo espacial das rochas do substrato das bacias de drenagem exercem também um papel fundamental quanto ao sentido de fluxo das águas nos seus cursos.

Os rios instalados em terrenos constituídos por rochas sedimentares podem ser classificados em conseqüentes, subseqüentes e obseqüentes. Os rios conseqüentes correm segundo a declividade do terreno, em concordância com o mergulho das camadas. Os rios subseqüentes têm seu curso controlado por descontinuidades do substrato, como falhas, juntas e presença de rochas menos resistentes. Os rios obseqüentes têm seu fluxo no sentido oposto à declividade das camadas; normalmente são de pequena extensão, des-

Tabela 10.1 Relação entre sinuosidade e grau de entrelaçamento para os principais tipos de canais fluviais. Modificado de Rust B.R., 1978.

Grau de Entrelaçamento	Sinuosidade	
	Baixa (<1,5)	Alta (>1,5)
< 1 (canal único)	Retilíneo	Meandrante
> 1 (canais múltiplos)	Entrelaçado	Anastomosado

cem escarpas e desembocam em rios subseqüentes. O rio Tietê, no seu trecho sobre os terrenos sedimentares da Bacia do Paraná, é do tipo conseqüente. As drenagens que descem as serras de Botucatu, São Pedro e São Carlos, no interior paulista, são do tipo obseqüente. Algumas dessas drenagens deságuam em rios subseqüentes, como é o caso do Passa Cinco na região de Itirapina e Ipeúna (Estado de São Paulo), controlado por uma zona de falha de direção noroeste-sudeste.

Os rios designados de inseqüentes não apresentam controle geológico reconhecível e normalmente estão relacionados à presença de rochas homogêneas (granitos por exemplo) ou de camadas sedimentares horizontais. Alguns rios meandrantes, como o Ribeira de Iguape (Estado de São Paulo) em seu baixo curso, apresentam caráter predominantemente inseqüente.

Os rios que correm sobre terrenos compostos por rochas cristalinas podem ser classificados em antecedentes e superimpostos. Rios antecedentes entalham o seu curso de maneira rápida, contemporânea a um processo tectônico (falhamento, por exemplo) ou já existiam previamente a este fenômeno. São típicos de regiões com tectonismo ativo. Por outro lado, em regiões onde camadas sub-horizontais de sedimentos ou rochas sedimentares recobrem um substrato com rochas deformadas (dobradas e/ou falhadas) podem desenvolver-se rios superimpostos. Esses rios têm seus cursos estabelecidos na cobertura sedimentar, sem influência das estruturas do embasamento. Com o avanço do entalhamento do canal o rio atinge as rochas do substrato, mas continua a escavar seu leito seccionando as estruturas. O rio Ribeira, na divisa entre os Estados de São Paulo e Paraná, apresenta caráter superimposto em relação às rochas dobradas que atravessa, de idade proterozóica.

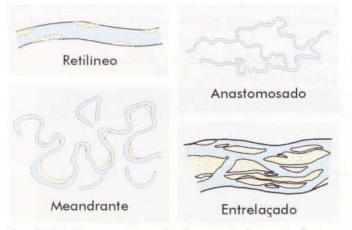



Fig. 10.10 Os quatro tipos fundamentais de canais fluviais. Adaptado de Miall, A.D., 1977.

10.2.3 Morfologia dos canais fluviais

Do ponto de vista geológico, a morfologia dos canais é o principal atributo considerado na classificação dos rios. A morfologia dos canais fluviais é controlada por uma série de fatores autocíclicos (próprios da bacia de drenagem) e alocíclicos (que afetam não apenas a bacia de drenagem mas toda a região onde ela está inserida), com relações bastante complexas. Como fatores autocíclicos são consideradas a descarga (tipo e quantidade), a carga de sedimentos transportada, a largura e a profundidade do canal, a velocidade de fluxo, a declividade, a rugosidade do leito, a cobertura vegetal nas margens e ilhas. Esses, por sua vez, são condicionados pelos fatores alocíclicos, como variáveis climáticas (pluviosidade, temperatura) e geológicas (litologia, falhamentos).

a) Parâmetros morfométricos

A maioria dos estudos sobre sistemas fluviais emprega uma classificação baseada em quatro padrões básicos de canais, designados de **retilíneo**, **meandrante**, **entrelaçado** e **anastomosado**, ou, respectivamente, de *straight*, *meandering*, *braided* e *anastomosed* nos trabalhos em língua inglesa (Fig. 10.10). Esses quatro padrões podem ser caracterizados em função de parâmetros morfométricos dos canais, como **sinuosidade**, **grau de entrelaçamento** e relação entre largura e profundidade. Para um determinado segmento de um canal, a sinuosidade é definida como a relação entre o comprimento do **talvegue** (linha que une os pontos mais baixos do canal fluvial) e o comprimento do vale. O valor de 1,5 divide arbitrariamente os rios de alta (maior que 1,5) e baixa (menor que 1,5) sinuosidade (Tabela 10.1). O grau de entrelaçamento mede o número de barras ou ilhas no canal, por comprimento de onda desse canal, medido ao longo do talvegue, o que permite definir a sua multiplicidade. A relação largura/profundidade oferece também uma boa discriminação entre os diferentes tipos de rios (Tabela 10.2).

Pode-se dizer que os rios entrelaçados são mais comuns em regiões desérticas secas (Fig. 10.11) periglaciais, enquanto os rios meandrantes estão ligados a climas mais úmidos (Fig. 10.12). Os rios anastomosados são também mais freqüentes em condições climáticas úmidas, pois, do mesmo modo, dependem fortemente da ação da vegetação na fixação das margens (Fig. 10.13). Os rios retilíneos estão praticamente restritos a pequenos segmentos de drenagens e distributários deltaicos (Fig. 10.14).

Fig. 10.11 Extensa planície fluvial entrelaçada desenvolvida no Deserto de Nazca, Peru. Foto: C. Riccomini.

Fig. 10.12 O rio Madre de Dios, na Bolívia, atravessa região tropical úmida com densa cobertura vegetal. Seu segmento nordeste exibe padrão meandrante de baixa sinuosidade. Para montante, no lado esquerdo da imagem, o padrão inicialmente é de baixa sinuosidade, com canais múltiplos do tipo anastomosado, no lado esquerdo da imagem, passando a canal único (imagem Landsat obtida em julho de 1984, NASA).

Fig. 10.13 O rio Congo apresenta típico padrão anastomosado com amplas ilhas fluviais (imagem Landsat obtida em julho de 1984, NASA).

b) Regime de transporte da carga

Os quatro padrões fundamentais de rios podem ser desmembrados em tipos intermediários com base no regime predominante de transporte da carga sedimentar (Cap. 9) – em suspensão, por tração ou misto (Fig. 10.15). Os fatores que controlam a variação na descarga e o tipo de carga sedimentar são variáveis. As regiões alpina e ártica caracterizam-se por fortes escoamentos superficiais sazonais, ao passo que em regiões semi-áridas a áridas o escoamento pode ocorrer apenas a intervalos de meses ou até mesmo anos (chuvas torrenciais esporádicas). Em ambos os casos a vegetação é esparsa, favorecendo o escoamento superficial, com o conseqüente transporte de clastos de granulação grossa resultantes dos processos de desagregação mecânica. Em climas mais úmidos, com cobertura vegetal mais abundante e o nível freático

Tabela 10.2 - Relação entre largura e profundidade para os principais tipos de canais fluviais. Modificado de Rust, B.R., 1978.

Tipo	Morfologia	Razão largura/ profundidade
Retilíneo	canais simples com barras longitudinais	<40
Entrelaçado	dois ou mais canais com barras e pequenas ilhas	normalmente >40; comumente >300
Meandrante	canais simples	<40
Anastomosado	dois ou mais canais com ilhas largas e estáveis	normalmente <10

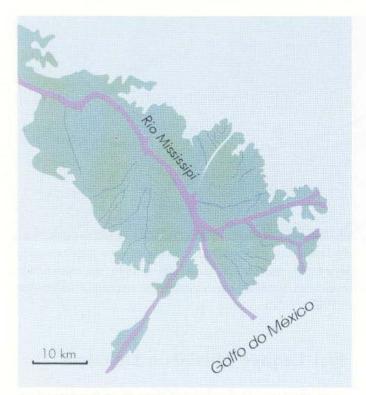



Fig.10.14 O Delta do Mississipi é composto por distributários retilíneos que configuram um arranjo em "pé-de-pássaro".

mais constante e próximo à superfície, ocorre a retenção dos clastos mais grossos, predominando o transporte de partículas de granulação fina. Entretanto, mesmo em condições úmidas, onde pode ocorrer a remoção da cobertura vegetal – particularmente por ação antrópica – o fornecimento de carga de granulação grossa será favorecido.

Em condições climáticas áridas, o nível freático é mais profundo, mas pode ser alçado rumo à superfície por ocasião de chuvas torrenciais. A alta permeabilidade dos sedimentos arenosos e conglomeráticos, predominantes em desertos áridos, propicia a infiltração e percolação eficaz das águas superficiais, com inibição do escoamento superficial. Com isto os rios tendem a perder rapidamente a energia de transporte. Conseqüentemente, haverá um predomínio da deposição de sedimentos nas porções proximais (próximas às cabeceiras) e formação de crostas duras, especialmente calcretes, em porções distais ou marginais.

Experimentos laboratoriais indicaram que a mudança de padrão do canal pode ocorrer de forma abrupta, com limites nitidamente demarcados e controlados por fatores como a sinuosidade e a declividade (Fig. 10.16), ou ainda pela carga de sedimentos transportada pelos rios.

Fig.10.15 Variações nos padrões de canais fluviais em função do tipo de carga. Segundo Schumm, S. A., 1991.

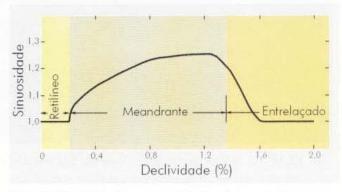



Fig. 10.16 Variação na morfologia de canais fluviais em função dos parâmetros sinuosidade e declividade. Segundo Schumm, S. A. & Khan, H.R., 1972.

Embora seja óbvia a distinção entre um canal retilíneo e um tipicamente meandrante, nem sempre os termos extremos estão representados na natureza. Os padrões descritos são comuns, mas existem muitas gradações entre eles. Ao longo de um mesmo rio pode-se observar a passagem gradativa de características próprias de um determinado padrão para outro (Figs. 10.12 e 10.17). E, ao longo do tempo, pode ocorrer variação em função da descarga do rio nas épocas de cheia e de estiagem. Adicionalmente, existem rios com vales estreitos, em forma de "V", que entalham o seu substrato rochoso e freqüentemente são encachoeirados. Estes rios não se enquadram nessas classificações.

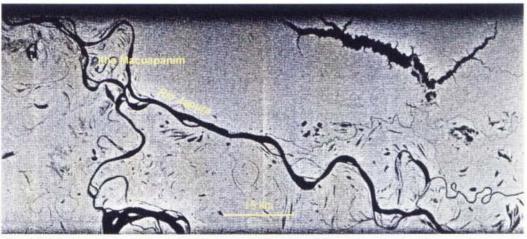



Fig. 10.17 O rio Japurá (Bacia do Amazonas) exibe padrão transicional entre anastomosado, com grandes ilhas cobertas por vegetação, meandrante de alta sinuosidade com canais abandonados, e trechos retilíneos provavelmente controlados por estruturas do embasamento (imagem do radar orbital SIR-A, obtida em 1981, NASA).

10.3 Leques Aluviais e Deltaicos

A construção dos leques aluviais se processa através de um canal principal e numerosos distributários. Normalmente, poucos canais são ativos ao mesmo tempo. Em geral eles apresentam confinamento efêmero aos seus respectivos canais e freqüente avulsão associada às descargas fluviais mais elevadas. Em regiões áridas, a descarga fluvial ocorre sob a forma de inundações em lençol e fluxos gravitacionais (Cap. 9), permitindo a dispersão de sedimentos sobre a superfície do leque a partir de seu ponto de saída (ápice).

Comumente os leques aluviais são associados a regiões desérticas (Fig. 10.18). Dessas regiões provém a maioria dos modelos existentes, onde, freqüentemente, os leques são tratados como porções proximais de rios entrelaçados. Entretanto,

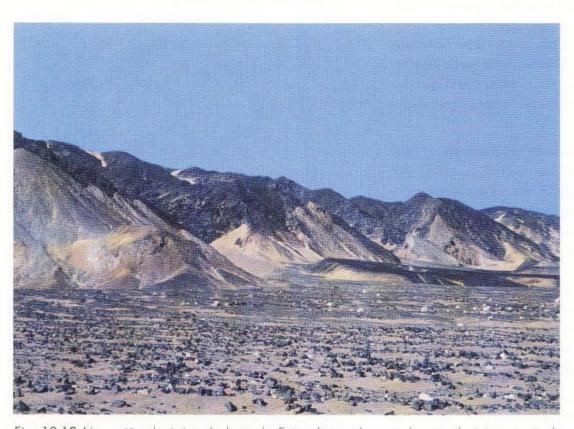



Fig. 10.18 Na região desértica do leste do Egito desenvolvem-se leques aluviais a partir de escarpas de idade terciária, associadas ao flanco oeste do *rift* do Mar Vermelho. Na superfície dos leques ocorrem fragmentos rochosos transportados por fluxos gravitacionais e pelas raras chuvas que ocorrem na região. Foto: C. Riccomini.

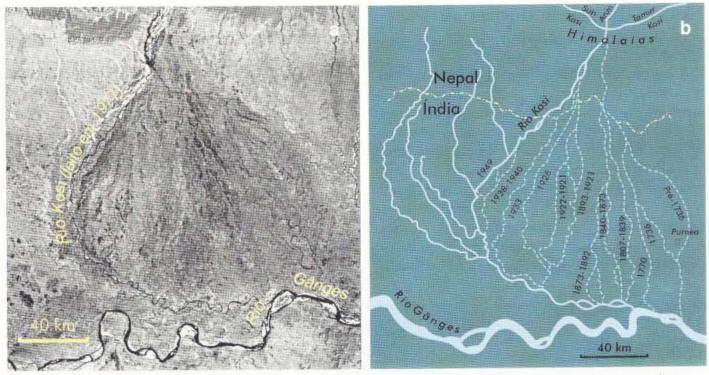
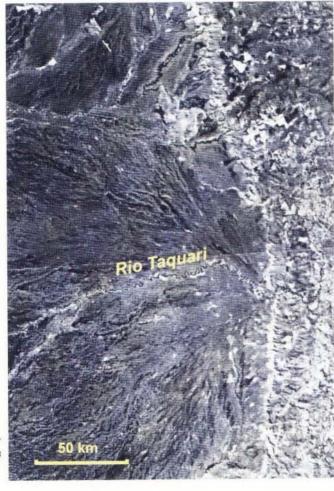



Fig. 10.19 O leque do rio Kosi (a) tem seu ponto de origem (ápice) nos Himalaias, na região fronteiriça entre a Índia e o Nepal. Os sedimentos gradam de conglomerados com blocos e matacões, nas porções proximais, a pelitos nas porções distais. Este rio apresentou acentuada migração dos canais distributários para oeste nas últimas centenas de anos (b). a) Imagem Landsat obtida em fevereiro de 1977, NASA; b) Modificado de Holmes, A., 1965.

existem leques aluviais de grande extensão, ou **megaleques**, desenvolvidos em climas úmidos, como o do rio Kosi, na Índia, e o do rio Taquari, no Pantanal Matogrossense. No leque do rio Kosi (Fig. 10.19), a sedimentação ocorre em canais fluviais entrelaçados, principalmente nas porções proximais. O leque do rio Taquari (Fig. 10.20), com cerca de 250 km de diâmetro, é provavelmente o mais extenso do mundo. Ele é composto por uma sucessão de lobos deposicionais arenosos construídos por rios meandrantes de baixa sinuosidade, tendo como nível de base o rio Paraguai.

Os leques deltaicos são casos particulares de leques aluviais que progradam diretamente para o interior de um corpo de água – lago ou mar. Vários leques aluviais dessa natureza, em regiões desérticas ou periglaciais, são construídos por um arranjo de drenagens entrelaçadas paralelas, mas não exibem o padrão de dispersão radial. Para estas situações emprega-se o termo planície entrelaçada ou, no caso das feições costeiras, o termo delta entrelaçado.

Fig. 10.20 O megaleque do rio Taquari, no Pantanal Matogrossense, provavelmente o mais extenso do mundo (imagem Landsat obtida em maio de 1981, NASA).

10.4 Os Depósitos Aluviais no Registro Geológico

Os depósitos aluviais são um importante componente do registro geológico e ocorrem em contextos geotectônicos distintos, podendo constituir indicadores sensíveis dos controles exercidos pelo tectonismo e pelas variações do nível do mar na sedimentação. Para a análise e interpretação desses depósitos e seus processos geradores, os geólogos valem-se do conceito de **fácies**, entendido como o conjunto de características descritivas de um corpo sedimentar que permitem interpretá-lo como o produto de um determinado tipo de processo deposicional. O método da análise de fácies baseia-se na comparação de perfis verticais e seções em afloramentos com modelos de fácies, sucessões e associações de fácies (Quadro 10.2). Estes modelos são elaborados de modo a representar, na sua essência, a combinação de feições de depósitos sedimentares recentes e antigos e permitir a caracterização dos diferentes sistemas deposicionais envolvidos.

10.4.1 Análise de fácies em depósitos aluviais

A análise de fácies é efetuada com o levantamento e descrição de seções, visando caracterizar um corpo rochoso a partir da combinação particular de litologias

10.2 Modelos de fácies

Sob o termo fácies, entende-se um corpo rochoso caracterizado por uma combinação particular de litologia, estruturas físicas e biológicas, as quais lhe conferem um aspecto diferente dos corpos de rocha adjacentes. As fácies podem ser reunidas em associações de fácies ou sucessões de fácies. Uma associação de fácies compreende um grupo de fácies geneticamente relacionadas entre si e que possuem significado ambiental. A sucessão de fácies refere-se à mudança vertical progressiva em um ou mais parâmetros, como a granulação e estruturas sedimentares, dentre outros. Um sistema deposicional corresponde à assembléia tridimensional de litofácies (fácies definidas com base nos seus atributos litológicos) geneticamente relacionadas em termos de processos e ambientes. O trato de sistemas representa a interligação entre sistemas deposicionais contemporâneos.

Os modelos de fácies representam um sumário de um sistema deposicional em particular e envolvem vários exemplos de sedimentos recentes e rochas sedimentares antigas. Roger G. Walker, sedimentólogo canadense e um dos formuladores desses conceitos, considera que os modelos de fácies devem reunir informações provenientes de diferentes exemplos de um sistema deposicional específico, o qual, além de ser utilizado como ponto de referência para interpretação de novos casos estudados, deve permitir inferências a partir de um número limitado de dados obtidos nesses novos casos (Fig. 10.21).

Fig. 10.21 Relações entre fácies, ambientes deposicionais, sistemas deposicionais e tratos de sistemas deposicionais.

e estruturas físicas e biológicas que permitam discriminá-lo dos corpos rochosos adjacentes. As várias fácies analisadas podem ser reunidas em associações ou sucessões de fácies, com o intuito de generalizar, categorizar e simplificar as observações da variabilidade litológica de um modelo ou de uma bacia.

Para a análise de fácies pode ser empregada uma classificação formulada por Andrew D. Miall, sedimentólogo inglês, baseada em códigos de litofácies, compostos por uma letra inicial maiúscula, que representa a granulação do material, seguida por uma ou duas letras minúsculas, que indicam as estruturas sedimentares presentes. A esta classificação pode ser associada a caracterização litológica dos depósitos. Dessa forma pode-se interpretar cada litofácie em termos de sua origem hidrodinâmica e posição nas diferentes fácies do sistema fluvial (Tabela 10.3). Atualmente, este método está amplamente difundido entre os sedimentólogos, sendo empregado também para outros tipos de sistemas deposicionais, tanto para registros modernos como antigos.

No estudo dos depósitos aluviais, emprega-se o método da aproximação sucessiva, ou "zoom", partindo-se da observação mais geral, em escala de afloramento, onde são identificadas superfícies limitantes, descritas diferentes fácies, suas geometrias internas e externas, suas relações com as fácies adjacentes, até a observação de maior detalhe, quando porções do depósito são estudadas individualmente, correspondente à análise de fácies (Fig. 10.22).

Esses procedimentos e classificações podem ser relativamente bem aplicados para sistemas fluviais atuais, onde é possível a observação direta da morfologia dos canais, dos processos erosivos e sedimentares atuantes, bem como da distribuição tridimensional dos depósitos. Entretanto, a definição e distinção de tipos de padrões para sistemas fluviais antigos, a partir de afloramentos geralmente alterados e descontínuos, pode ser confusa e de difícil execução. Adicionalmente, o método de análise de fácies com seções verticais pode não ser suficiente para representar adequadamente as variações laterais e tridimensionais da composição e

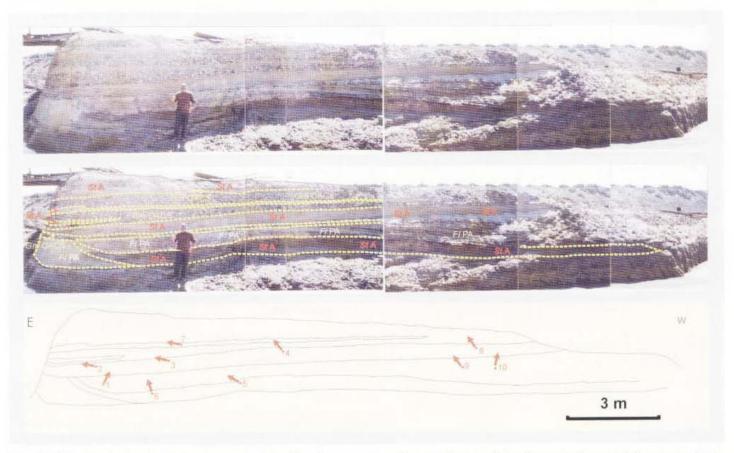



Fig. 10.22 Método de descrição de um depósito fluvial, com a identificação de superfícies limitantes (tracejado), caracterização das litofácies (códigos representados pelas letras, conforme a Tabela 10.3) e determinação de atributos vetoriais, como paleocorrentes (setas, indicando o rumo do mergulho de camadas frontais de estratos cruzados em relação ao norte geográfico). Formação Itaquaquecetuba, Cenozóico, Bacia de São Paulo (painéis elaborados por P. Aronchi Neto).

Tabela 10.3 Litofácies associadas a depósitos aluviais

Litofácies	Classificação litológica	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gms	*OAAS*, ortoconglomerados arenosos sustentados por areia e *PLS*, paraconglomerados sustentados por lama	maciços	depósitos de fluxo de detritos
Gm	O, ortoconglomerados e OACS, ortoconglomerados arenosos, ambos sustentados por clastos	maciços ou grosseiramente estratificados (acamamento horizontal, imbricação de clastos)	barras longitudinais, depósitos residuais de canais, depósitos de peneiramento com estrutura gradacional inversa
Gt	*AC*, arenitos conglomeráticos e *OAAS*, ortoconglomerados arenosos sustentados por areia	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais
Gp	*AC*, arenitos conglomeráticos e *OAAS*, ortoconglomerados arenosos sustentados por areia	estratificação cruzada planar	barras linguóides
St	*A*, arenitos, a *AC*, arenitos médios a muito grossos, conglomeráticos, podendo conter grânulos e seixos	estratificações cruzadas acanaladas isoladas (*q*) ou agrupadas (*p*)	dunas (regime de fluxo inferior)
Sp	*A*, arenitos, a AC, arenitos médios a muito grossos, conglomeráticos, podendo conter grânulos e seixos	estratificações cruzadas acanaladas isoladas (*a*) ou agrupadas (*o*)	barras linguóides transversais e ondas-de-areia (regime de fluxo inferior)
Sr	*A*, arenitos muito finos a grossos	marcas onduladas de todos os tipos	ondulações (regime de fluxo inferior)
Sh	*A*, arenitos muito finos a muito grossos, podendo conter grânulos	laminação horizontal, lineação de partição ou de fluxo	fluxo acamado planar (regimes de fluxo superior e inferior)
Sl	*A*, arenitos finos	estratificação cruzada de baixo ângulo (<10°)	preenchimento de sulcos, rompimento de diques marginais, antidunas
Se	*A*, arenitos com intraclastos	sulcos erosivos com estratificação cruzada incipiente	preenchimento de sulcos
Ss	*A*, arenitos finos a grossos, podendo incluir grânulos	sulcos amplos e rasos incluindo estratificações cruzadas tipo *h*	preenchimento de sulcos
Sse, Sh e e Spe	*A*, arenitos	análogos a *Ss*, *Sh* e *Sp*	depósitos eólicos
Fl	*AP*, arenitos pelíticos, PA, pelitos arenosos e P, pelitos	laminação fina, ondulações de amplitude muito pequena	depósitos de transbordamento ou de decantação de enchentes
Fsc	*P*, pelitos	laminada a maciça	depósitos de áreas pantanosas ou planície de inundação
Fcf	*P*, pelitos, localmente com moluscos de água doce	maciça	depósitos de pântanos alagadiços
Fm	*P*, pelitos	maciça, com gretas de contração (ressecação)	depósitos de transbordamento
Fr	*P*, pelitos	marcas de raízes	camadas pelíticas sotopostas a camadas de carvão (*underclay*)
C	carvão, pelitos carbonosos	restos vegetais, filmes de lama	depósitos de pântano
P	carbonatos (calcretes)	feições pedogenéticas	solos

Fonte: adaptado de Miall, A. D. ,1978.

geometria dos depósitos sedimentares. Assim, existem métodos complementares, baseados nos elementos arquitetônicos (ver sugestões de leitura ao final deste capítulo).

Programas computacionais específicos vêm sendo desenvolvidos e aprimorados para auxiliar nesses procedimentos, nas diferentes escalas, desde a simulação de formas deposicionais até o estabelecimento do arranjo tridimensional de fácies em depósitos de diferentes naturezas. Tais aplicações são particularmente relevantes ao estudo de meios porosos como reservatórios de fluidos – água, petróleo e gás.

10.4.2 Modelos deposicionais

Dada a grande variabilidade dos fatores que controlam os diferentes tipos de rios e leques aluviais, é possível elaborar uma infinidade de modelos deposicionais. Leques aluviais de climas áridos e úmidos, assim como rios entrelaçados, meandrantes e anastomosados, entendidos como termos extremos das propostas de classificação, possuem elementos característicos que podem ser utilizados para finalidades didáticas.

a) Sistema de leques aluviais

Os modelos deposicionais para leques aluviais foram originalmente elaborados considerando estas feições como distributários do sistema fluvial. Os estudos desenvolvidos são praticamente restritos às regiões de clima árido, com forte escoamento superficial e transporte de clastos de granulação grossa resultantes da desagregação mecânica das rochas. Assim, com freqüência os leques aluviais são tratados em conjunto com os rios entrelaçados. No lado oposto, os modelos deposicionais para leques aluviais de climas úmidos ainda são escassos na literatura.

Leques aluviais de clima árido

As porções proximais dos leques aluviais são caracterizadas pela presença de depósitos de fluxo de detritos (Cap. 9) polimíticos, contendo seixos a blocos. Este tipo de depósito é desenvolvido em locais de grande declividade, abundante suprimento de detritos, requerendo descargas muito fortes para seu início, condições essas mais típicas de climas áridos e semi-áridos. Nesses locais, durante os longos períodos secos, a desagregação mecânica produz detritos em abundância, os quais são remobilizados durante as chuvas torrenciais que ocorrem de forma esporádica.

Os perfis típicos para os leques aluviais proximais compreendem basicamente uma sucessão de depósitos de fluxo de detritos atingindo individualmente espessuras métricas (Fig. 10.23), embora por vezes seja difícil a separação dos diferentes fluxos em afloramentos. Os fluxos de detritos apresentam bases abruptas e aplainadas e padrão lobado, exceto quando estão alojados ao longo de canais. Intercalações de cascalhos dispõem-se ao longo de estruturas de corte nos depósitos de fluxo de detritos. Depósitos de transbordamento do fluxo superficial canalizado podem também ocorrer e apresentam ciclos grosseiramente granodecrescentes.

Fig. 10.23 Depósito de fluxo de detritos contendo blocos métricos de rochas do embasamento na porção proximal de leque aluvial da Formação Resende (Oligoceno), junto à borda norte da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro. Foto: C. Riccomini.

Fora do alcance dos fluxos de detritos, em posição intermediária a distal nos leques aluviais, predominam depósitos originados por corridas-de-lama. São compostos principalmente por lamitos com seixos a blocos nas porções intermediárias e lamitos arenosos a argilosos nas distais, em ciclos grosseiramente granodecrescentes, podendo ocorrer calcretes nas terminações dos leques.

A alternância de depósitos originados por fluxos de detritos e corridas-de-lama, decorrente da variação na descarga ou tectonismo, é uma característica dos leques aluviais em seções verticais (Figs.10.24 e 10.25).

Fig. 10.24 No sopé do maciço alcalino de Itatiaia, Estado do Rio de Janeiro, ocorrem intercalações de depósitos de fluxos de detritos (constituídos de blocos arredondados de rochas alcalinas), e depósitos de corridas-de-lama. Antigo leque aluvial da Formação Resende (Oligoceno). Foto: C. Riccomini.

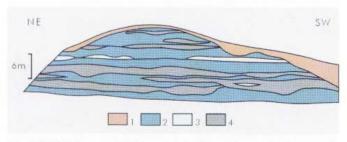



Fig. 10.25 Representação esquemática de corte de estrada mostrando a alternância de fácies de conglomerados de fluxo de detritos e de lamitos argilo-arenosos de corridas-de-lama, em depósitos de leque aluvial da Formação Sete Barras (Cenozóico), nos arredores de Sete Barras, Estado de São Paulo: 1 - solo; 2 - lamito argilo-arenoso; 3 - arenito; 4 - ortoconglomerado.

Leques aluviais de clima úmido

Nos megaleques aluviais desenvolvidos em regiões de clima úmido a sedimentação ocorre em canais fluviais. Estudos realizados por M. L. Assine e P. C. Soares, geólogos brasileiros, permitiram verificar que a morfologia do megaleque do rio Taquari (Figura 10.20) é marcada pelos traços de uma grande quantidade de canais abandonados, em parte ativos durante as cheias. A sedimentação caracteriza-se por processos provavelmente cíclicos de construção e abandono de lobos deposicionais arenosos durante o Quaternário. O lobo atual está sendo construído por um rio meandrante, com vários locais de rápido abandono do canal devido ao rompimento de diques marginais.

b) Sistema fluvial entrelaçado

Rios entrelaçados caracterizam-se pelo amplo predomínio da carga de fundo. Possuem razão largura/profundidade do canal normalmente maior que 40, comumente excedendo 300. A formação de canais entrelaçados é favorecida pela presença de declividades médias a altas (>5°), abundância de carga de fundo de granulação grossa, grande variabilidade na descarga e facilidade de erosão das margens. Canais entrelaçados são desenvolvidos pela seleção das partículas, com a deposição de material de frações granulométricas que o rio não pode transportar. A diminuição progressiva da declividade leva à menor granulação do material que compõe a carga de fundo. A deposição da carga de fundo propicia o desenvolvimento de barras que obstruem a corrente e ramificam-na, processo este facilitado nos casos em que margens sejam facilmente erodidas, com conseqüente aumento do suprimento detrítico. Também a variação na descarga de um rio afeta sua capacidade de transporte: a ocorrência de períodos nos quais o rio não possui energia para transportar toda a sua carga de fundo conduz à formação de barras e à ramificação do fluxo.

Muita atenção é dada à classificação dos diferentes tipos de depósitos nos rios entrelaçados e vários modelos foram definidos (Fig. 10.26). Entretanto, um mesmo rio pode apresentar modelos deposicionais distintos, conforme a posição de um determinado segmento do canal em relação à cabeceira, ou ainda como decorrência da variação de sua energia de transporte, por exemplo na enchente e na vazante. Dessa maneira, os rios entrelaçados podem ser analisados em função da sua posição na bacia de drenagem, se proximais, intermediários ou distais.

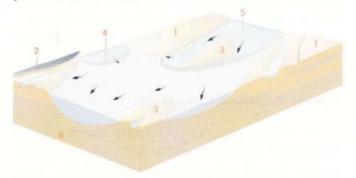



Fig. 10.26 Bloco-diagrama com as principais feições constituintes de um rio entrelaçado distal. As setas indicam as direções de fluxo. 1 - planícies de areia emersas recobertas com ondas-de-areia; 2 - ilha coberta por vegetação; 3 - núcleo emerso; 4 - barra submersa oblíqua ao canal; 5 - dunas de cristas sinuosas; 6 - depósitos residuais de canais. Modificado de Cant, D. J. & Walker, R. G., 1978.

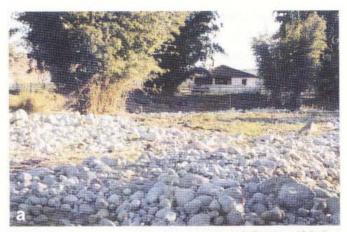



Fig. 10.27 Depósito de barra longitudinal de cascalhos na porção proximal de um rio entrelaçado atual (a) e depósito antigo de natureza semelhante em terraço fluvial do mesmo rio (b), mostrando a persistência do processo no tempo geológico. Exposições ao longo do rio do Braço (município de Cruzeiro, Estado de São Paulo). Fotos: a) C. Riccomini; b) F. Mancini.

Depósitos de rios entrelaçados proximais

Os depósitos proximais de rios entrelaçados são normalmente cascalhentos e dominados por litofácies de ortoconglomerados maciços ou grosseiramente estratificados; neste último caso formam barras longitudinais (alongadas paralelamente ao canal fluvial) construídas durante as enchentes (Fig. 10.27). De maneira subordinada, incluem ortoconglomerados a arenitos com estratificações cruzadas, depositados durante as fases de enfraquecimento de inundações e redução da profundidade. Podem constituir ainda ciclos granodecrescentes de pequena escala, até métrica. As unidades arenosas são depositadas em canais abandonados ou em continuidade de barras de cascalhos, à medida que estas últimas emergem durante o rebaixamento do nível d'água.

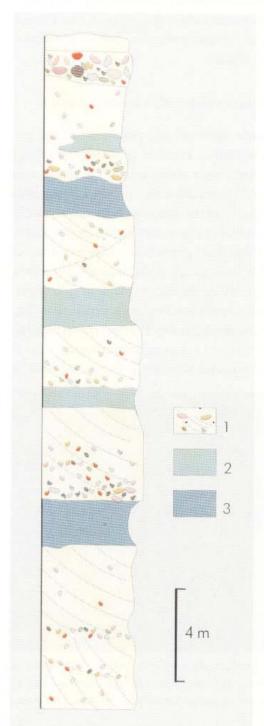
Depósitos de rios entrelaçados intermediários

Os rios entrelaçados em posição intermediária podem incluir depósitos cíclicos granodecrescentes desenvolvidos em canais ativos e bem definidos, cuja carga de fundo é essencialmente constituída por areia e cascalho. O desnível do topo das barras em relação ao fundo dos canais chega a atingir dimensões métricas. Os sedimentos mais grossos ocorrem nas porções mais profundas dos canais, constituindo, por vezes, barras longitudinais de cascalhos maciços com grosseira estratificação horizontal e clastos imbricados (Fig. 10.28). Ocorrem também em barras transversais de arenitos localmente conglomeráticos com estratificações cruzadas planares e barras lobadas de

Fig. 10.28 Depósitos de barras longitudinais de cascalhos intercalados com areias (porção intermediária de um antigo rio entrelaçado) da Formação Ponta Porã (Cenozóico), na região entre Bela Vista e Jardim, Estado de Mato Grosso do Sul. Visão geral (a) da estratificação horizontal dos cascalhos e um detalhe (b) mostrando a imbricação dos clastos, indicando sentido de transporte para o lado direito da foto. Fotos: C. Riccomini.

arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada planar. Segmentos parcialmente inativos podem receber sedimentação de areias e cascalhos durante as cheias.

Depósitos de rios entrelaçados distais

As porções distais de sistemas fluviais entrelaçados correspondem a rios normalmente largos e rasos, sem diferenciação topográfica clara entre as porções ativas e inativas. Os depósitos raramente são cíclicos e correspondem predominantemente a barras arenosas ou ondas-de-areia (depósitos gerados pela rápida desaceleração da carga sedimentar ao ser introduzida em um corpo d'água), construindo sucessões de litofácies de arenitos com estratificação cruzada. Areias com laminações onduladas e siltes podem ocorrer no topo das barras.

Novamente vale lembrar a existência de transições entre os tipos de depósitos, a alternância vertical de depósitos de diferentes porções no sistema fluvial entrelaçado (Fig. 10.29), bem como a intercalação de

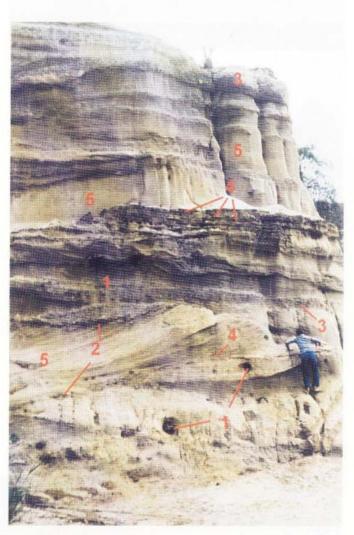



Fig. 10.29 Afloramento de areias e conglomerados da Formação Itaquaquecetuba, Cenozóico da Bacia de São Paulo, mostrando a predominância de depósitos fluviais entrelaçados distais, na porção inferior, e proximais na porção superior da exposição: 1 - troncos fósseis carbonificados; 2 - brechas com clastos de argila; 3 - conglomerados; 4 - lâminas e camadas com concentração de clastos milimétricos de pelitos arenosos ricos em matéria orgânica; 5 - arenitos médios a grossos com estratificação cruzada. Foto: A. M. Coimbra.

Fig. 10.30 Seção colunar mostrando intercalação entre depósitos de arenitos fluviais de rios entrelaçados e de lamitos da porção distal de leque aluvial: 1 - arenito conglomerático a conglomerado com estratificações cruzadas; 2 - lamito argilo-arenoso; 3 - lamito argiloso. Formação Resende, Oligoceno da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro.

depósitos fluviais entrelaçados e leques aluviais em função da variação na descarga e/ou existência de tectonismo durante a deposição (Fig. 10.30).

c) Sistema fluvial meandrante

O sistema fluvial meandrante caracteriza-se pela presença de canais com alta sinuosidade e razão largura/profundidade do canal menor do que 40, onde predomina o transporte de carga em suspensão. A migração lateral dos canais ocorre através da erosão progressiva das margens côncavas e sedimentação nos leitos convexos dos meandros. Ela é devida ao fluxo tridimensional helicoidal no canal e ao gradiente topográfico extremamente baixo.

O modelo para o sistema fluvial meandrante encerra uma associação de fácies característica que apresenta relações internas complexas durante a evolução do canal. A presença de barras de pontal com superfícies de acrescentamento lateral, as planícies de inundação bem desenvolvidas e a decrescência ascendente da granulometria e do porte das estruturas sedimentares são consideradas características típicas dos depósitos sedimentares gerados em sistema fluvial meandrante (Figs. 10.31 e 10.32).

Depósitos de canais

Os depósitos de **canais** (*channel lag*) englobam os sedimentos mais grossos de um sistema fluvial meandrante, situados na parte mais profunda do leito (Figura 10.33). Litologicamente, predominam conglomerados e areia grossa a média, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. Localmente, podem ocorrer intraclastos argilosos resultantes da queda de blocos erodidos das margens devido à migração do canal.

Fig. 10.31 Bloco-diagrama com as principais feições constituintes de um rio meandrante. 1 – canal fluvial; 2 – barra de pontal; 3 – dique marginal; 4 – depósito de rompimento de dique marginal; 5 – meandro abandonado; 6 – atalho em corredeira; 7 – atalho em colo; 8 – planície de inundação; 9 – bacia de inundação. Modificado de Walker, R. G. & Cant, D. J., 1984.

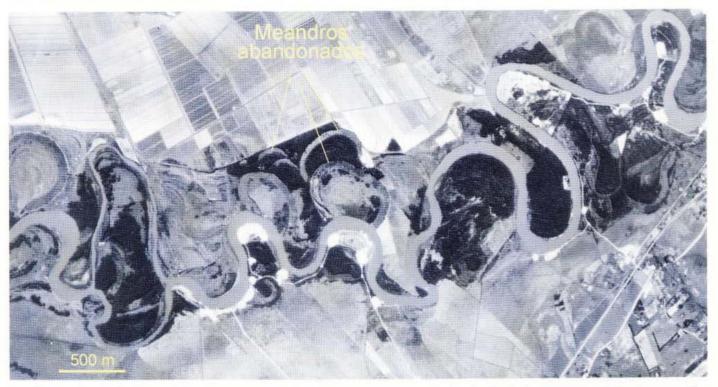



Fig. 10.32 O rio Paraíba do Sul, ao atravessar os terrenos sedimentares da Bacia de Taubaté, apresenta marcante caráter meandrante. No trecho ilustrado, a oeste de Caçapava, Estado de São Paulo, são observados inúmeros meandros abandonados por atalhos em corredeira. As manchas brancas indicam áreas de extração de areia nas barras de pontal. Foto: Secretaria da Agricultura do Estado de São Paulo, SP-31, obtida em julho de 1973.

Fig. 10.33 Depósito de canal de rio meandrante da Formação São Paulo, Oligoceno - Mioceno da Bacia de São Paulo, em exposição nos arredores de Santa Isabel, Estado de São Paulo. Foto: A. M. Coimbra.

Depósitos de barras de pontal

Os depósitos de **barras de pontal** (*point bar*), de composição arenosa a conglomerática, com decrescência ascendente de granulometria, formam-se pela erosão dos sedimentos das margens côncavas, os quais são depositados pelo processo de acrescentamento lateral nas margens convexas dos meandros seguintes. O acrescentamento lateral, responsável pela natureza das estruturas sedimentares e pela migração do canal e das barras de pontal, depende de vários fatores, destacando-se a sinuosidade do canal e o tipo e quantidade de carga transportada. No acrescentamento lateral, os planos de tempo não são limites horizontais entre as feições deposicionais, mas mergulham paralelamente à migração lateral do eixo do meandro, formando estruturas sigmoidais para o interior do canal. Estes planos são chamados de estratificações cruzadas *epsilon* (Fig. 10.34).

Fig. 10.34 Exposição de seção transversal de um rio meandrante da Formação São Paulo na região de Guararema, Estado de São Paulo, mostrando estratificação cruzada *epsilon*, na parte centro-esquerda da foto, e meandro abandonado, na porção central e centro-direita da foto. Foto: C. Riccomini.

Depósitos de atalho e meandros abandonados

Um meandro pode ser abandonado gradualmente por **atalho em corredeira** (*chute cutoff*), quando o canal passa a ocupar antigos locais de sedimentação e o fluxo diminui paulatinamente (Figs. 10.31 e 10.32), por **atalho em colo** (*neck cutoff*), quando ocorre abertura de um novo canal entre dois meandros (Fig. 10.31) ou ainda por avulsão de vários meandros concomitantemente. Com a avulsão, forma-se um **meandro abandonado** (*oxbow lake*), com depósitos predominantemente pelíticos (Fig. 10.34), por vezes com turfa e carvão. Os canais de atalho em corredeira, cortando as barras de pontal, podem ser reconhecidos pela sua pequena escala e pela presença de cascalhos e estratificações cruzadas acanaladas interrompendo a seqüência granodecrescente ascendente da barra de pontal ou mesmo da planície de inundação. Pode ocorrer ainda o abandono de um segmento do canal através da captura por outro canal ou por avulsão, geralmente relacionados à atividade tectônica. Nestes casos, com a diminuição repentina do afluxo de sedimentos de carga de fundo, o canal é vagarosamente preenchido por material em suspensão da planície de inundação, formando corpos de argilas restritos e alongados sobre depósitos conglomeráticos e arenosos típicos de canal.

Depósitos de diques marginais

Os corpos elevados, alongados em faixas sinuosas junto às bordas do canal, denominados **diques marginais** (*natural levees*), formam-se em períodos de inundação. Quando ocorre a invasão da planície de inundação, devido ao extravasamento das águas do canal, a velocidade de transporte diminui bruscamente, depositando um leque de areias finas próximo às margens. Os depósitos associados caracterizam-se pela presença de camadas de areias médias a finas, com estratificações onduladas de pequeno porte (centimétricas), associadas a argilas laminadas. Por ser uma feição elevada na planície de inundação, freqüentemente é coberta por vegetação, podendo preservar marcas de raízes, fragmentos orgânicos, paleossolos e gretas de contração.

Depósitos de rompimento de diques marginais

Durante enchentes de grande porte, a energia do fluxo do rio pode romper o dique marginal, formando canais efêmeros e pouco definidos que se espalham sobre os depósitos de planície de inundação, geralmente com extensão de poucos metros, em casos excepcionais atingindo algumas centenas de metros. Constituem os depósitos de **rompimento de diques marginais** (*crevasse splay*) e são compostos de areias e argilas que podem misturar-se com os depósitos do dique marginal e da planície de inundação, formando muitas vezes brechas intraformacionais com clastos de argila erodida da própria planície de inundação. Ocorrem estruturas sedimentares como estratificação cruzada de pequeno porte, laminações cruzadas cavalgantes (*climbing-ripples*), laminação plano-paralela, e estruturas de corte-e-preenchimento. Podem ocorrer também estratificações sigmoidais de médio a grande porte, quando o rompimento se dá com lâmina d'água elevada na planície de inundação (Fig. 10.35). Comumente são recobertos por camadas de argila oriundas da instalação da planície de inundação sucessora.

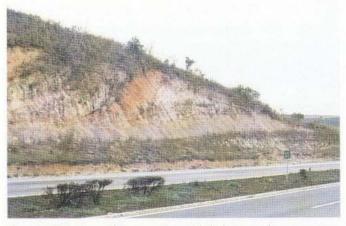



Fig. 10.35 Estratificação sigmoidal de grande porte em depósito de rio meandrante da Formação Pindamonhangaba, Cenozóico da Bacia de Taubaté, nos arredores de Quiririm, Estado de São Paulo. Foto: C. Riccomini.

Depósitos de planície de inundação

A **planície de inundação** (*flood plain*) é a área relativamente plana adjacente a um rio, coberta por água nas épocas de enchente. O termo bacia de inundação (*flood basin*) é reservado às partes mais baixas desta planície, constantemente inundadas. A planície possui forma alongada, onde predominam os processos de suspensão, gerando coberturas centimétricas de silte e argila uniformemente laminadas (Fig. 10.36). A planície de inundação apresenta-se intensamente vegetada, podendo formar significativos depósitos de restos vegetais e horizontes de solos, além de outras feições como bioturbações, marcas de raízes, gretas de contração e depósitos de turfa e carvão.

Fig. 10.36 Camadas horizontais de siltitos e argilitos intercalados de depósitos de planície de inundação da Formação Fonseca, Cenozóico da Bacia de Fonseca, Estado de Minas Gerais. Foto: L. G. Sant'Anna.

d) Sistema fluvial anastomosado

Os sistemas fluviais anastomosados consistem num complexo de canais de baixa energia, interconectados, desenvolvidos sobretudo em regiões úmidas e alagadas, e formando várias ilhas alongadas recobertas por vegetação (Fig. 10.37). Entretanto há exceções, e esse tipo de sistema pode ocorrer sob condições climáticas áridas. Os rios entrelaçados caracterizam-se pela baixa razão largura/profundidade do canal, a qual pode ser

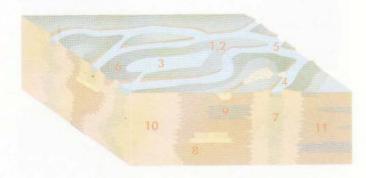



Fig. 10.37 Bloco-diagrama com as principais feições constituintes de um rio anastomosado. 1 turfeira; 2 pântano; 3 lagoa de inudação; 4 dique marginal; 5 depósito de rompimento de dique marginal; 6 canal fluvial; 7 cascalho; 8 areia; 9 turfa; 10 silte arenoso; 11 lama. Modificado de Smith, D.G. & Smith, N. D., 1980.

10.3 Inundações

Historicamente as populações concentram-se às margens dos rios e invariavelmente estão sujeitas às inundações. Os prejuízos anuais acumulados pelas inundações atingem cifras astronômicas.

As inundações constituem um dos principais e mais destrutivos acidentes geológicos e ocorrem quando a descarga do rio torna-se elevada e excede a capacidade do canal, extravasando suas margens e alagando as planícies adjacentes. Elas podem ser controladas por fatores naturais ou antrópicos. Entre os fatores naturais encontram-se normalmente as chuvas excepcionais e o degelo (Fig. 10.38). Períodos anômalos de chuva sobre as bacias de drenagem podem ocasionar a súbita elevação do nível d'agua dos cursos fluviais, os quais, além de inundar áreas cultivadas e reduzir a disponibilidade de água potável, acarretam a destruição de construções e podem redundar na perda de vidas humanas e de animais domésticos (Fig. 10.39). Por outro lado, a ação antrópica pode ser responsável por grandes enchentes, como nos casos de rupturas de barragens e diques artificiais.

Importantes obras de engenharia, como diques marginais artificiais, barragens de contenção e canalização de rios são construídas no sentido de minimizar os efeitos das enchentes, com resultados positivos, mas que também apresentam seus inconvenientes. Diques marginais artificiais provocam o assoreamento do canal devido ao incremento da acumulação de sedimentos que normalmente seriam depositados nas planícies de inundação. Barragens de contenção, que de um lado podem ser aproveitadas para geração de energia hidroelétrica e irrigação, de outro também retêm sedimentos e por vezes, na sua construção, acabam por alagar áreas cultiváveis, núcleos urbanos, reservas florestais, monumentos históricos, sítios arqueológicos e geológicos. A canalização compreende a alteração do padrão do canal de um rio, em casos extremos através da sua retificação, de modo a aumentar a velocidade de fluxo das águas e evitar que estas atinjam o nível de inundação; pode envolver a simples desobstrução do canal ou até seu alargamento e aprofundamento. Reduzindo-se o comprimento do canal, aumenta-se o seu gradiente e portanto a velocidade de fluxo. Assim, a grande descarga associada às enchentes pode ser rapidamente dissipada. Entretanto, a canalização não impede a tendência de um rio meandrar e retornar ao seu curso prévio. Um exemplo. que quase todos os anos causa grande comoção à população paulistana, é o das enchentes ao longo das antigas várzeas do rio Tietê e seus tributários. As inundações ocorrem em função da redução da área de infiltração das águas pluviais pelas construções e pavimentações de vias públicas, levando a um rápido escoamento superficial rumo a um rio originalmente meandrante e atualmente retificado, com sua planície de inundação densamente ocupada. Apesar dos altos custos das obras de contenção de enchentes na cidade de São Paulo – reservatórios de contenção (popularmente conhecidos como "piscinões"), canalização de rios e córregos, construção de diques marginais – uma solução para o problema está muito distante.

A alternativa mais racional para minimizar o efeito das enchentes é, sem dúvida, o adequado planejamento da ocupação territorial, particularmente das áreas inundáveis, através da identificação de áreas de risco e do estabelecimento de regras específicas para seu uso.

Fig. 10.38 A enchente do rio Potomac, na divisa entre os Estados de Maryland e Virginia (Estados Unidos), foi causada por intensas nevascas, seguidas de fortes chuvas e temperaturas mais amenas, durante o inverno (janeiro) de 1996. Para comparação: a) foto tomada do mesmo ponto de visão durante a primavera de 1996: o rio possui uma barranca que atinge quase 20 metros acima do nível d'água; b) foto durante a inundação. Fotos: NASA.

Fig. 10.39 A região da confluência dos rios Mississippi e Missouri, nas proximidades de St. Louis, Missouri (Estados Unidos), foi palco de uma grande inundação em julho e agosto de 1993, que provocou a evacuação de mais de 50.000 pessoas, além de alagar grande extensão de terras cultivadas. A figura é uma combinação de duas imagens. A área azulada indica a extensão da inundação e foi delineada a partir de imagem de radar ERS-1, sobreposta a uma imagem SPOT que exibe os canais dos rios sob condições normais (imagens produzidas pelo *Institute of Technology Development/Space Remote Sensing Center*, divulgadas pela NASA).

inferior a 10, e alta sinuosidade, superior a 2. Normalmente, os detritos são transportados como carga em suspensão ou mista, embora esses rios possam transportar sedimentos grossos em abundância.

A baixa declividade dos canais e a sua sinuosidade provocam freqüentemente o seu extravasamento com deposição de siltes e argilas. As turfeiras, áreas pantanosas e lagoas de inundação ocupam normalmente mais de dois terços da área de um sistema fluvial anastomosado em terrenos úmidos.

Os rios anastomosados caracterizam-se pela presença de dois ou mais canais estáveis e ocorrem em regiões de subsidência em relação ao nível de base regional. Observações de campo e estudos experimentais demonstraram que a estabilidade dos canais é fortemente condicionada pela presença de vegetação; a resistência à erosão de margens com vegetação, especialmente raízes, pode ser 20.000 vezes maior do que para margens sem vegetação. Climas úmidos, propícios ao desenvolvimento de vegetação, são mais favoráveis para a implantação desse tipo de sistema. Tais condições, todavia, podem conduzir também à formação de rios meandrantes. Entretanto, os rios anastomosados apresentam pouca migração dos canais e ausência de barras de pontal, o que os diferencia, portanto, dos rios meandrantes.

Estudos realizados com sondagens permitiram a verificação de taxas altas de acrescentamento vertical do canal. A migração lateral, no entanto, seria baixa, devido à contenção pela vegetação. Conseqüentemente, a característica diagnóstica deste sistema fluvial é o contato subvertical entre as diferentes fácies, o que torna difícil a sua caracterização em afloramentos e a correlação lateral entre os poços. O reconhecimento subsuperficial desses depósitos exige uma malha muito densa de sondagens. A persistência do cenário, aliada à agradação vertical por influência da elevação do nível de base regional em relação ao do rio, é a responsável pela predominância de depósitos de transbordamento em rios anastomosados.

Depósitos relacionados ao canal fluvial

Os depósitos de canal compreendem cascalhos e areias grossas, os quais podem ser diferenciados dos depósitos de rompimento de diques marginais por apresentarem bases côncavas erosivas. A constituição dos **diques marginais** é geralmente siltosa, contendo de 10 a 20% de raízes vegetais em volume. Gradam, lateralmente, para turfeiras, pântanos ou lagoas de inundação.

Depósitos de transbordamento do canal fluvial

Os depósitos de **rompimento de diques marginais** constituem camadas pouco espessas, centimétricas a decimétricas, de areia, grânulos e pequenos seixos. Tendem a formar corpos de geometria sigmoidal, com bases planares não erosivas. Os depósitos de **turfeiras**

compreendem camadas de turfa compostas quase que exclusivamente por matéria orgânica, com espessuras centimétricas a decimétricas. Os depósitos de **pântano** são representados por argilas siltosas a siltitos argilosos com conteúdo variável de detritos orgânicos, localmente exibindo empilhamento de camadas centimétricas e estruturas gradacionais, produzidas por inundações sucessivas. Estes depósitos e os de turfeiras ocupam posições em comum no sistema, sendo diferenciáveis pelas suas características sedimentares e pelo conteúdo em matéria orgânica.

As **lagoas de inundação** encerram argilas siltosas laminadas com matéria orgânica vegetal esparsa, alcançando espessuras métricas. São conectadas com os canais anastomosados por canais estreitos e profundos, os quais controlam o nível d'água do lago.

Leituras recomendadas

ETHRIDGE, F. G.; FLORES, R. M.; HARVEY, M. D. (ed.). *Recent developments in fluvial sedimentology*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 39, 1987.

MARZO, M. & PUIGDEFÁBREGAS, C.. *Alluvial sedimentation*. Oxford: Blackwell, 1993.

MIALL, A.D., "Alluvial deposits", in: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (ed.). *Facies models: response to sea level change*. St. John's, Geological Association of Canada, 1994.

MIALL, A. D.. *The geology of fluvial deposits*. Berlin: Springer-Verlag, 1996.

RICCOMINI, C. & COIMBRA, A. M.. "Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados". São Paulo: *Boletim do Instituto de Geociências, USP, Série Didática*, 1993.

SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J.. *Ambientes fluviais*. Florianópolis: UFSC/UFPR, 1990.

11

AÇÃO GEOLÓGICA DO GELO

A. C. Rocha-Campos

Paulo R. dos Santos

A despeito de cobrirem hoje somente cerca de 10% da superfície emersa da Terra, as geleiras constituem um elemento extremamente importante na constituição física do planeta.

O manto de gelo que recobre atualmente a Antártica, por exemplo, representa o maior "sorvedouro" de calor da Terra, influenciando profundamente as condições climáticas, a circulação das águas oceânicas e da atmosfera terrestre. O debate sobre a possibilidade da ocorrência de um aumento da temperatura global causado pelos gases do efeito estufa despertou atenção de pesquisadores e mesmo do público sobre o estado de equilíbrio da grande massa de gelo que recobre a Antártica. O registro da composição pretérita da atmosfera terrestre arquivada no gelo antártico permitiu comprovar o aumento de CO_2 e outros gases na nossa atmosfera há 420.000 anos, abrangendo as quatro últimas glaciações do Cenozóico. Estimativas indicam que o derretimento do manto de gelo austral provocaria uma elevação de até 60m no nível do mar, com conseqüências catastróficas sobre a vida das populações litprâneas.

Vivemos hoje uma fase interglacial da idade glacial ocorrida na Era Cenozóica e vários modelos desenvolvidos pelos cientistas tentam prever as futuras condições climáticas da Terra. A despeito do componente dramático que uma drástica mudança climática pode encerrar, em razão de suas possíveis conseqüências para a vida na Terra, ela não constitui uma novidade na história geológica do planeta. Com efeito, o registro geológico mostra evidências de pelo menos sete outras idades glaciais ou períodos de refrigeração global relativamente bem documentados, sob a forma de rochas e feições típicas da ação geológica pretérita do gelo. Esses períodos alternam-se com fases de aquecimento global. A duração desses intervalos foi variável, desde alguns milhões até dezenas de milhões de anos.

Mesmo no Brasil, um país predominantemente tropical, há indícios geológicos extremamente convincentes da ocorrência de cinco dessas idades glaciais, durante o último bilhão de anos de sua geohistória. As grandes massas de gelo que se desenvolveram durante esses intervalos, em território brasileiro, influenciaram enormemente a paisagem, a geografia, o clima e a vida do passado.

Além de sua grande influência sobre o ambiente natural, as áreas afetadas pela glaciação compõem algumas das mais belas paisagens da Terra, proporcionando oportunidades de apreciação cênica e da prática de lazer e esporte.

A despeito de seu aspecto estático, as geleiras são dinâmicas, em constante movimento e mudança. O conjunto de feições erosivas, deposicionais e de ambientes direta e indiretamente ligados às geleiras é, pois, extremamente variado e complexo. O estudo desse registro é o escopo da Geologia Glacial, enquanto a Glaciologia ocupa-se do estudo da física, forma e regime das geleiras. Os depósitos glaciais oferecem excelentes oportunidades de estudo e aprendizado de processos geológicos diversos que ocorreram na superfície da Terra, como veremos a seguir.

11.1 Gelo e Geleiras

11.1.1 Tipos de geleiras

Geleiras são massas continentais de gelo de limites definidos, que se movimentam pela ação da gravidade. Originam-se pela acumulação de neve e sua compactação por pressão transformando-a em gelo.

Há várias maneiras de classificar geleiras. É usual, por exemplo, dividi-las em **geleiras de vale**, **alpinas**, de montanha ou altitude, e geleiras continentais ou de latitude. As primeiras ocupam depressões formadas nas altas cadeias de montanhas, como os Alpes, Andes etc., e as segundas desenvolvem-se sobre áreas continentais ou ilhas junto aos pólos, podendo atingir o nível do mar. Um dos esquemas de classificação mais simples (mas, nem por isso, destituído de dificuldades) leva em conta a topografia do terreno sobre o qual as geleiras se assentam e o seu tamanho (área). Outra abordagem significativa baseia-se na distribuição da temperatura no gelo ou o seu **regime térmico**. No presente estudo utilizaremos o primeiro esquema, deixando para mais adiante a consideração do regime térmico das geleiras. Conforme veremos, há ainda outras maneiras de qualificar diferentes tipos de massas de gelo, porém, de maneira geral, trata-se de variedades vinculadas a uma das categorias abaixo.

Segundo o esquema adotado, as geleiras podem constituir massas de gelo não confinadas pela topografia ou confinadas pela topografia. O tamanho permite então subdividir cada uma dessas categorias em diversos tipos, conforme resumido a seguir (Figs.11.1, 11.2).

Geleira na ilha Elefante, Antártica. Foto: Stock Photos.

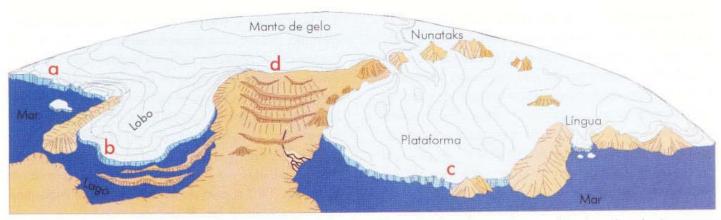



Fig.11.1 Principais tipos de geleiras: a) de margem marinha aterrada assentado sobre o substrato; b) manto de gelo de margem lobada aterrada terminando em lago; c) manto de gelo de margem marinha flutuante (plataforma de gelo); d) manto de gelo de margem terrestre; notar morenas terminais e feições lineares à frente da geleira. Fonte: Eyles, 1983.

Geleiras não confinadas pela topografia

Manto de gelo: > 50.000 km²

Exemplos: mantos de gelo da Antártica e da Groenlândia

Casquete de gelo: < 50.000 km²

Exemplos: casquetes de gelo de Svalbard, Ártico e da ilha do Rei George, Antártica ocidental.

Geleiras confinadas pela topografia

Campo de gelo: 10 – 10.000 km²

Exemplo: campos de gelo de Colúmbia, Montanhas Rochosas, Canadá

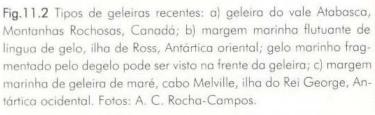
Geleira de vale: 5 – 5.000 km²

Exemplos: geleiras dos Andes, Alpes etc.

Geleira de circo: 0,5 – 10 km²

Exemplos: geleiras dos Andes, Alpes etc.

Os exemplos mais espetaculares de **mantos de gelo** (na verdade, os únicos existentes atualmente) são os que cobrem a Antártica e a Groenlândia.

Fig.11.2 Tipos de geleiras recentes: a) geleira do vale Atabasca, Montanhas Rochosas, Canadá; b) margem marinha flutuante de língua de gelo, ilha de Ross, Antártica oriental; gelo marinho fragmentado pelo degelo pode ser visto na frente da geleira; c) margem marinha de geleira de maré, cabo Melville, ilha do Rei George, Antártica ocidental. Fotos: A. C. Rocha-Campos.

O manto de gelo da Antártica, com cerca de 14 milhões de km² de área, notabiliza-se por conter 91% do gelo de água doce e 75% da água doce do mundo. Em vários locais, sua espessura supera os 4.000 m. A morfologia do manto caracteriza-se pela presença de domos, regiões de topografia arredondada, mais salientes, a partir das quais o gelo flui radialmente pela gravidade. O manto de gelo da Groenlândia, por sua vez, cobre uma área de 1,7 milhão de km², mais ou menos do tamanho do México, e retém cerca 8% da água doce do planeta. Seu perfil é também convexo, parabólico, atingindo espessuras de mais de 3.000 m.

Casquetes de gelo (*ice caps*) não se diferenciam morfologicamente dos mantos, a não ser pelo seu tamanho menor. São encontrados principalmente sobre planaltos elevados, situados em regiões subpolares, onde formam massas de gelo de perfil convexo, cobrindo substratos muitas vezes irregulares. Exemplos típicos são as massas de gelo que recobrem a ilha de Svalbard, na região ártica, e a ilha rei George, no arquipélago das Shetland do Sul. O casquete de gelo da ilha rei George tem mais de 300 m de espessura e cobre cerca de 93% da superfície da ilha.

Menores que os casquetes, os **campos de gelo** (*ice fields*), encontrados comumente em regiões alpinas e temperadas, têm perfil plano, em grande parte marginalmente cercados por topografia montanhosa mais elevada. O espetacular campo de gelo de Colúmbia, nas Montanhas Rochosas do Canadá, desenvolve-se extensivamente sobre o divisor de águas continental da América do Norte.

Geleiras de vale (ou **alpina**) constituem massas de gelo alongadas, circunscritas a vales montanhosos e alimentadas por massas de gelo maiores acumuladas nos chamados circos glaciais.

Circo é uma espécie de bacia ou concavidade limitada no seu lado proximal contra paredes rochosas abruptas. Em alguns casos, os circos contêm massas de gelo circunscritas a eles, de extensão limitada, desligadas das geleiras de vale, as chamadas **geleiras de circo.**

Como tivemos ocasião de comentar, além desses tipos básicos de geleiras, outras variedades são reconhecidas e denominadas com base em diferentes critérios, ocorrendo muitas vezes associadas às categorias acima definidas.

As chamadas geleiras de escape (*outlet glaciers*), por exemplo, são semelhantes distalmente às geleiras de vale, porém são alimentadas, nas suas regiões superiores, por manto, casquete ou campo de gelo. Incluem-se as geleiras que drenam o casquete da ilha rei George e os mantos de gelo da Antártica e Groenlândia. Quando geleiras de vale atingem vales mais amplos, ou planícies, no sopé de montanhas, elas podem espraiar-se, formando grandes massas lobadas ou em leque, chamadas geleiras de piemonte. Tal é o caso da famosa geleira de Malaspina, no Alasca, com 70 km de largura.

Em muitos casos, as geleiras têm as suas extremidades sobre o continente, em ambiente terrestre. Em outros, contudo, atingem o litoral, podendo ou não adentrar o mar. Neste caso, formam as chamadas geleiras de maré ou **intermaré, línguas de gelo** e **plataformas de gelo.** Plataformas de gelo ocorrem atualmente somente na Antártica e constituem enormes massas tabulares, que invadem o mar, movendo-se a partir de regiões mais elevadas, no interior do continente. As plataformas adentram o mar assentadas (aterradas) sobre o substrato, tornando-se, em seguida, flutuantes. Sua espessura varia de 1.000 m, na sua parte interna, até centenas de metros, na sua margem marinha. As plataformas de Ross, Weddel e Filchner cobrem os mares de Ross e Weddel, respectivamente. A primeira tem cerca de 850 x 800 km, uma área maior que a da França.

Línguas de gelo são semelhantes às plataformas, porém de menor tamanho. Finalmente, geleiras de maré (atingidas pela maré alta) e de intermaré (atingidas pelas marés alta e baixa) formam-se quando geleiras de vale ou de escape alcançam o mar, permanecendo aterradas ou formando pequena extensão flutuante. Muitas dessas geleiras são encontradas no interior de **fiordes**, como ocorre na Noruega, Patagônia, Península Antártica, Alasca etc.

Um fenômeno comum que atinge geleiras que chegam ao mar é a desagregação (*calving*) de sua extremidade marinha, desprendendo massas flutuantes de gelo, os chamados ***icebergs***. A fragmentação do gelo decorre do seu fraturamento interno intenso, em contato com o mar, causado pela ação das marés. Nos casos acima, os *icebergs* produzidos são relativamente pequenos e irregulares na forma. *Icebergs* gerados por fragmentação das plataformas de gelo, típicos da Antártica, são, ao contrário, tabulares e muitas vezes imensos (até centenas de quilômetros de comprimento). Eles podem igualmente formar-se quando as extremidades de geleiras entram em contato com lagos de água doce. *Icebergs* liberados, nos últimos anos, pela fragmentação das plataformas

de gelo de Filchner e Ross, na Antártica, atingiram até mais de uma centena de quilômetros de comprimento.

11.1.2 Balanço de massa

Geleiras formam-se quando a acumulação de neve excede a sua perda. O soterramento da neve acumulada leva à sua transformação em gelo, através de uma série de mudanças físicas, incluindo compactação, expulsão do ar intersticial e crescimento de um sistema engrenado de cristais de gelo. As primeiras transformações ocorrem na neve remanescente do derretimento ocorrido no verão do ano anterior, formando o *firn* ou *nevée*, que caracteriza os chamados **campos de neve**. Enquanto a neve recém-depositada tem 97% de ar por volume e a densidade de 0,1 g/cm³, o gelo é praticamente destituído de ar e tem a densidade de 0,9 g/cm³.

Após a sua formação, a manutenção das geleiras depende do equilíbrio ou balanço entre a acumulação de neve e sua perda por **ablação**, o chamado **balanço de massa** (Fig. 11.3). O processo afeta a vida das geleiras independentemente de seu tamanho, sejam mantos de gelo ou geleiras de vale. O balanço pode ser positivo, negativo ou neutro. No primeiro caso, a acumulação supera a perda levando ao crescimento e ampliação das geleiras. No segundo, a perda é maior, e as geleiras diminuem de tamanho, podendo até desaparecer. As geleiras mantêm uma massa constante quando o balanço é zero.

Além da neve acumulada, outros materiais podem contribuir para o aumento de massa das geleiras, sob a forma de granizo, geada, avalanche de neve e chuva. De outro lado, o termo ablação envolve a perda de massa das geleiras por derretimento, fragmentação e sublimação do gelo. O derretimento produz a chamada **água de degelo**. A radiação solar é responsável pela fusão superficial do gelo. Fusão junto à base das geleiras ocorre pelo calor gerado pela fricção do gelo sobre o assoalho rochoso e pelo **calor geotérmico** (Cap. 5). A distribuição da acumulação e ablação varia ao longo das geleiras. Costuma-se então distinguir duas regiões principais, a **zona de acumulação**, que supera a ablação, e a **zona de ablação**, onde a perda do gelo é maior que o seu acúmulo. Denomina-se **linha de equilíbrio** ou linha de neve o limite entre as duas zonas (Fig. 11.3).

11.1.3 Fluxo do gelo e seus mecanismos

A zona de acumulação das geleiras situa-se nas suas partes topograficamente mais elevadas e a ablação predomina nas regiões mais baixas, em direção a sua margem frontal. A adição do gelo na zona de acumulação é compensada pela sua diminuição na zona de ablação. Com o aumento da acumulação, a declividade das geleiras acentua-se, gerando esforços que levam a massa de gelo a mover-se sob a ação da gravidade. Há, portanto, uma transferência longitudinal de massa ao longo da geleira, controlada pelo gradiente entre a acumulação e a ablação.

A gravidade é a força responsável pelo movimento ou fluxo das geleiras. O esforço de cisalhamento criado pela gravidade provoca a deformação do gelo

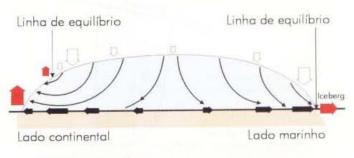
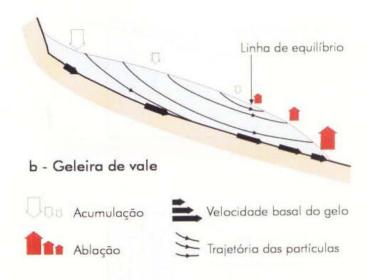



Fig.11.3 Elementos do balanço de massa de manto de gelo (a) e geleira de vale (b); setas verticais mostram a intensidade de acumulação (brancas) e ablação (vermelhas); velocidade basal relativa das geleiras é mostrada pelas setas horizontais pretas. Zona de acumulação chega até a costa do lado marinho (a) onde a ablação ocorre pela formação de *icebergs*. Fonte: Sugden e John, 1976.

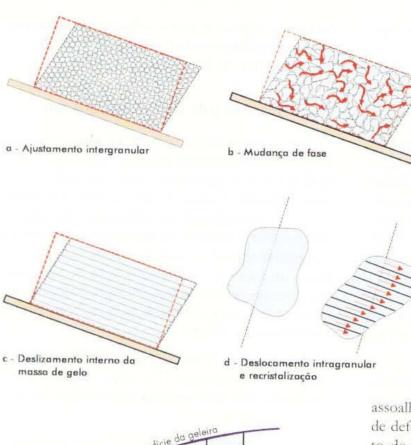
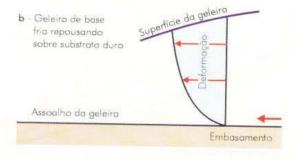
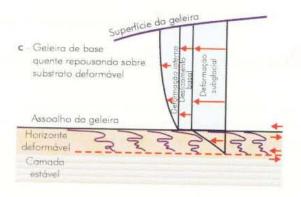



Fig.11.4 Mecanismos de fluxo de gelo: a) ajustamento intergranular do gelo; b) deslocamento de cristais engrenados, através de fusão local e regelamento (mudança de fase); c) deslizamento ao longo de planos internos da massa de gelo; d) deslizamento ao longo de planos internos de cristais de gelo. Fonte: Sharp, 1988.

e sua movimentação. Três tipos diferentes de mecanismos de fluxos são conhecidos: a) deformação interna; b) deslizamento basal; e c) deformação do substrato da geleira (Fig.11.4).

Deformação interna envolve **rastejamento** (deformação ou deslocamento relativo de cristais de gelo). Este é maior junto à base das geleiras, porque o esforço cisalhante é diretamente proporcional à espessura do gelo. Irregularidades no assoalho da geleira que produzem aumento da taxa de deformação do gelo ou abaixamento do seu ponto de fusão, seguido do recongelamento da água, facilitando o rastejamento.

Finalmente, quanto ao último mecanismo, recentes estudos demonstraram que a presença de uma camada não congelada, deformável no substrato diminui a fricção basal entre geleiras e seu assoalho facilitando o deslizamento (Fig. 11.5). A variação no declive do embasamento sobre o qual as geleiras deslizam pode produzir deformações compressivas (declividade menor) ou distensivas (declividade maior), resultando na formação de fraturas verticais no gelo, as chamadas *crevasses*, de disposição, respectivamente, radial ou transversal, em relação ao corpo de gelo (Figs. 11.6, 7).

11.1.4 Regime térmico das geleiras

Uma outra maneira de classificar geleiras leva em conta a distribuição da temperatura do gelo ou seu regime térmico.

Vários fatores influenciam a temperatura do gelo acumulado nas geleiras. Em um contexto mais amplo,

Fig.11.5 Componentes do fluxo do gelo em geleiras de diferentes regimes térmicos basais. O deslocamento ocorre pela soma de deslizamento basal e deformação interna do gelo em (a); só deformação interna em (b); e soma de deformação subglacial, deslizamento basal e deformação interna em (c). Fonte: Boulton, 1993.

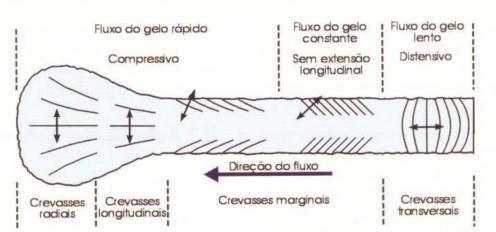



Fig.11.6 Tipos de crevasses em geleiras de vale. As setas normais às crevasses indicam as direções de distensão (estiramento) da geleira. Fonte: Hambrey e Alean, 1992.

pode-se dizer que o clima é o principal fator. Deste modo, as geleiras são denominadas temperadas, subpolares e polares. Em geral, pode-se dizer que a distribuição da temperatura no gelo é função da troca de calor gerado na superfície, internamente e na base da geleira. A transferência do calor faz-se segundo o chamado gradiente térmico, dado pela diferença entre a temperatura superficial e basal do gelo, e através de transferência horizontal ou vertical de calor pelo movimento de gelo ou neve.

A temperatura da superfície das geleiras é influenciada pela incorporação de firn, condução do calor e transferência de calor latente pelo recongelamento da água. Na região basal, a espessura do gelo e sua taxa de acumulação, o calor geotérmico, a fricção interna causada pela deformação do gelo e a fricção basal produzida pelo seu deslizamento sobre o substrato são as variáveis principais que afetam a geração de calor.

O conjunto dessas condições é responsável pela ocorrência de **gelo frio** e **gelo quente**. No primeiro caso, a temperatura do gelo está abaixo do ponto de fusão por pressão e, no segundo, encontra-se próxima ou acima deste (Fig. 11.8).

De particular importância em Glaciologia e Geologia Glacial é o regime térmico basal das geleiras, ou seja, a temperatura na interface gelo/substrato, que é função da quantidade de calor gerado e sua taxa de transferência ao longo do gradiente térmico. Três condições térmicas basais do gelo podem ser reconhecidas. Em geleiras de base fria, também chamadas de base seca, predomina o congelamento. Não há, portanto, água de degelo e as geleiras estão congeladas e aderidas ao seu substrato. No caso de geleiras de base úmida

Fig.11.7 Crevasses transversais em zonas de distensão da geleira Atabasca, Montanhas Rochosas, Canadá. Foto A. C. Rocha-Campos.

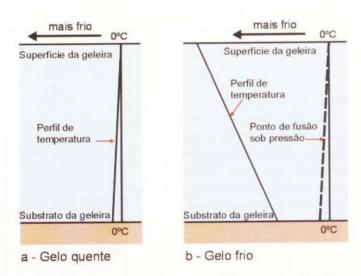



Fig.11.8 Regime térmico de geleira de base quente (a) e base fria (b). O perfil de temperatura da primeira está sempre abaixo da fusão sob pressão e da segunda, coincide com o ponto de fusão sob pressão. Fonte: Sharp, 1988.

ou base quente, predomina a fusão, formando-se água de degelo. As geleiras estão, portanto, desligadas de seu assoalho. Pode-se ainda supor a existência de situações intermediárias, em que ocorre tanto congelamento, quanto degelo basal.

O regime térmico pode variar espacial e temporalmente dentro da mesma geleira (Fig. 11.9). Um aspecto relevante ligado ao regime térmico basal das geleiras refere-se à sua conseqüência no comportamento dinâmico, particularmente nos mecanismos de fluxo de gelo, e os efeitos destes sobre os diferentes substratos sobre os quais as geleiras se movimentam. Esses efeitos controlam ainda a ocorrência e a intensidade dos processos erosivos e deposicionais subglaciais (Fig. 11.10).

Geleiras submetidas, ao longo de sua extensão, a diferentes condições climáticas, como, por exemplo, de continental polar a temperada (latitude média) podem exibir um padrão ainda mais complexo de regime térmico basal. Variação temporal nas condições climáticas que afetam as diferentes partes das geleiras resultam também em padrão complexo de regime térmico basal.

11.2 Ação Glacial Terrestre

11.2.1 Processos de erosão glacial

Os processos de erosão glacial ocorrem sob as massas de gelo, sendo, portanto, de difícil observação e estudo, e o seu conhecimento é ainda incompleto.

A erosão glacial pode ser definida como envolvendo a incorporação e remoção, pelas geleiras, de partículas ou detritos do assoalho sobre o qual elas se movem. De modo geral três processos principais de

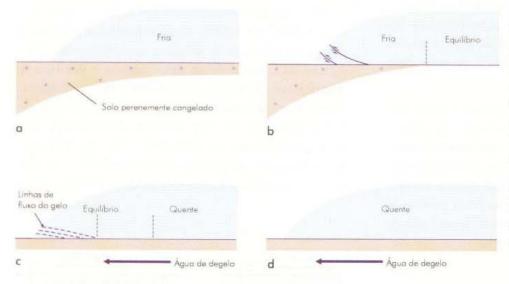
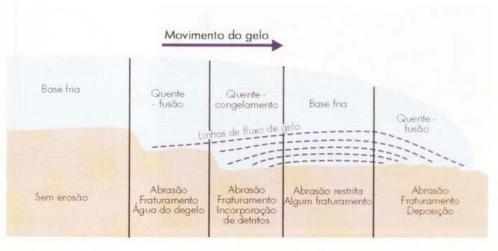



Fig.11.9 Diferentes condições térmicas basais de geleiras. a) fria: o substrato é congelado e não há água de degelo e deslizamento; b) fria na margem e em equilíbrio térmico (condições de congelamento e fusão coexistem): pode haver água de degelo e deslizamento na parte interna, mas não na margem, resultando em compressão marginal e deformação do gelo (empurrão); c) quente na parte interna e em equilíbrio na margem: pode haver água de degelo e deslizamento basal; d) quente: ocorre água de degelo e deslizamento. Fonte: Bennett e Glasser, 1996.

Fig.11.10 Relação entre o regime térmico de geleiras, erosão e sedimentação. Abrasão glacial e remoção ocorrem nas zonas de base quente, associadas à presença de água de degelo, quando houver condições de fusão; erosão e remoção estão ausentes ou são pouco intensas nas zonas de base fria; sedimentação ocorre na zona de base quente marginal. Fonte: Bennett e Glasser, 1996.

erosão glacial ocorrem: a) **abrasão**; b) **remoção**; e c) ação da **água de degelo**.

Abrasão corresponde ao desgaste do assoalho sobre o qual as geleiras se deslocam, pela ação de partículas rochosas transportadas na base do gelo. É importante frisar que a maior parte da abrasão é produzida não pela ação direta do gelo, mas pelos fragmentos rochosos que ele transporta, pelo fato de o gelo ter dureza relativamente baixa. Vários autores comparam a abrasão ao efeito de uma lixa passando sobre a madeira e produzindo riscamento e remoção de partículas. A maior ou menor eficiência da abrasão depende da pressão exercida pela partícula rochosa sobre o assoalho, da velocidade do movimento das geleiras e da disponibilidade de partículas protuberantes na sua base.

O processo de remoção (*plucking* ou *quarrying*) consiste na remoção de fragmentos rochosos maiores pelas geleiras. O fenômeno está associado à presença de fraturas ou descontinuidades nas rochas do substrato (Fig.

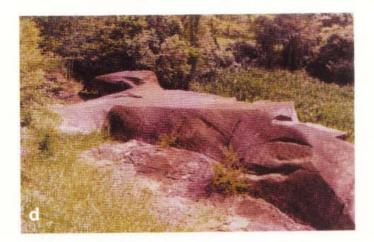



Fig.11.11 Diferentes tipos de feições de abrasão glacial. a) estrias, sulcos e cristas produzidos por geleira neopaleozóica sobre arenito devoniano, Wittmarsum, PR, recobertos por tilito de alojamento (ao fundo); b) estrias, sulcos e cristas de abrasão glacial sobre tilito de alojamento, Cachoeira do Sul, RS; estriação sobre substrato inconsolidado, pela geleira movendo-se da esquerda para a direita; c) rocha *moutonnée* recente, geleira Atabasca, Montanhas Rochosas, Canadá; o gelo moveu-se da esquerda para a direita; d) estrias, sulcos e cristas de abrasão glacial sobre rocha *moutonnée* de Salto, SP (Permo-Carbonífero); notar tilito compactado sobre o flanco da rocha; o gelo moveu-se da direita para a esquerda; e) canal de erosão aquosa subglacial, recente, Prince William Sound, Alasca, E. U. A. Fotos: a, b, c e d: A. C. Rocha-Campos; e: Paulo R. dos Santos.

11.11), que podem corresponder a estruturas previamente existentes ou a descontinuidades formadas subglacialmente pelo alívio da pressão causada pela erosão glacial. Variações na pressão basal do gelo, normalmente associadas à presença de irregularidades no embasamento, podem gerar campos de esforços ou alterar os existentes, facilitando o aparecimento ou ampliação das zonas de fraqueza, promovendo a remoção de fragmentos de rocha. O mesmo pode resultar de mudanças térmicas na base do gelo. Finalmente, variações na pressão da água de degelo subglacial, nas adjacências de cavidades nas rochas do embasamento podem também tornar o processo de remoção mais eficiente.

Duas são as maneiras pelas quais a água de degelo glacial produz erosão: a) mecanicamente; b) por ação química. As características do embasamento (presença de fraturas, maior ou menor resistência à ação química), velocidade e turbulência da água e quantidade de partículas transportadas são os fatores que interferem na ação erosiva da água de degelo.

A ação abrasiva mecânica da água de degelo assemelha-se à da erosão fluvial. Resulta do impacto de partículas transportadas sobre a superfície das rochas do assoalho das geleiras, pela agitação de clastos transportados e ação de redemoinho destes, dentro de cavidades subglaciais, e pelo processo de **cavitação**. Cavitação consiste na formação de ondas de choque pelo colapso de bolhas de ar dentro da corrente aquosa, que se faz sentir mais intensamente em geleiras de base quente, drenadas por fortes correntes aquosas subglaciais. O estado insaturado das soluções aquosas, a disponibilidade de partículas finas, com grande superfície relativa de reação e a maior solubilidade do dióxido de carbono em razão da baixa temperatura da água, acidificando-a, são os fatores aventados para explicar a erosão química glacial.

Estimativas da taxa de erosão do substrato por geleiras de vale variam de 1,5 a 3,00 mm/ano e de 120 a 200 m, no caso dos mantos de gelo, valores estes considerados pouco confiáveis por causa das incertezas do método utilizado.

Conforme vimos, além de influenciar o padrão de sedimentação das geleiras, o regime térmico destas controla o padrão de erosão subglacial.

11.2.2 Feições de erosão glacial

A ação dos processos de erosão glacial resulta na formação de uma grande variedade de feições típicas, nos diferentes substratos sobre os quais as geleiras se deslocam. Embora a maior parte das feições erosivas, descritas na literatura, ocorra em substratos consolidados (rochas duras), algumas delas podem também formar-se sobre sedimentos inconsolidados. As feições ou formas erosivas de ocorrência mais comum serão descritas neste capítulo e sua provável origem brevemente discutida. Além de sua morfologia diversificada, as formas erosivas glaciais têm tamanho variado. É comum, portanto, subdividi-las em feições de micro, meso e megaescala.

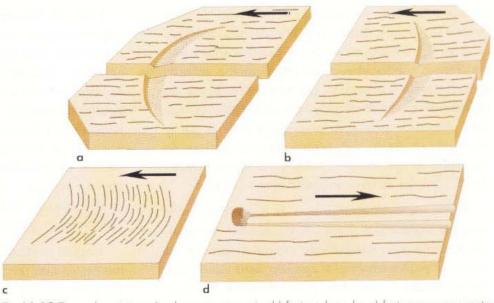
As formas erosivas glaciais de microescala mais comuns são as **estrias glaciais**. Na literatura, o termo estria glacial pode incluir uma gama de feições negativas ou positivas, de dimensões variadas. Aqui usaremos o nome de estria para feições alongadas, retas, de relevo positivo ou negativo e largura de até poucos milímetros (até 5 mm). Feições maiores serão chamadas **sulcos** quando negativas, e **cristas** quando positivas. As estrias formam-se quando as geleiras deslizam sobre diferentes substratos arrastando detritos protuberantes na sua base sobre o assoalho rochoso. Os detritos incluem não só partículas incorporadas subglacialmente, como as que transitam dentro da massa de gelo, a partir da zona superior das geleiras. Uma pressão efetiva normal do gelo sobre o substrato é necessária para produzir abrasão. Estrias são feições descontínuas, embora possam individualmente alcançar comprimentos de até vários metros. As interrupções são provavelmente devidas à perda de contato do objeto abrasivo com o assoalho (Fig. 11.11).

Tendo em vista a sua origem, as estrias orientam-se paralelamente à direção do fluxo do gelo. Embora sejam indicadores dessa direção, nem sempre permitem a interpretação do sentido do movimento. Outras feições associadas podem, entretanto, ser usadas nesse particular. Não é incomum encontrarem-se conjuntos de estrias entrecruzadas sobre o mesmo substrato estriado, indicando um reavanço do gelo após um período de recuo ou simplesmente uma mudança na direção do movimento da geleira. A formação de estrias é influenciada pelo regime térmico basal das geleiras, e ocorre somente sob geleiras que estão deslizando sobre o seu assoalho, o que acontece no caso da geleira de base quente ou úmida. Geleiras de base fria ou seca estão congeladas ao seu substrato e, portanto, não formam estrias, mas podem preservar feições previamente formadas. A mudança espacial e temporal do

regime térmico resulta em padrão complexo de orientação das estrias, sendo muitas vezes difícil correlacionar um conjunto dessas feições com a fase específica do fluxo glacial responsável pela sua formação. Numerosos exemplos de pavimentos e superfícies estriados são encontrados associados a depósitos glaciais pré-cambrianos e neopaleozóicos do Brasil.

Fig.11.12 Tipos de estrias: a) sulco em crescente; b) fratura lunada; c) fratura em crescente; d) estria grampo de cabelo. Seta indica sentido de movimento do gelo. Dimensão das feições varia de cm a dm.

Além das estrias, as chamadas **marcas de percussão** (*chatter marks*) e **fraturas de fricção** (*friction cracks*) são também feições comuns de abrasão glacial, e incluem as **fraturas em crescente** (*crescentic fractures*), os **sulcos em crescente** (*crescentic gouges*) e as (Fig.11.12). As primeiras, semicirculares, formam séries coaxiais com a convexidade voltada em direção à proveniência da geleira. As segundas, também semicirculares, resultam da remoção de fragmentos de rocha entre duas fraturas, uma abrupta e outra menos inclinada. O lado côncavo da estrutura aponta em direção à origem da geleira. Finalmente, as marcas de percussão resultam da remoção de pequenos fragmentos da rocha, formando séries alinhadas de fraturas irregulares. O uso das fraturas de fricção na interpretação do sentido do movimento das geleiras não é, entretanto, desprovido de controvérsia. Dados experimentais mostram que a orientação da convexidade das fraturas pode diferir, em função da intensidade da pressão efetiva exercida sobre o objeto produtor da fratura. A orientação dos sulcos em crescente pode também variar, dependendo da estrutura da rocha submetida à abrasão. Fraturas de fricção de diversos tipos ocorrem sobre pavimentos e clastos glaciais do Permo-Carbonífero brasileiro.

Sulcos, cristas e canais retos ou sinuosos, maiores que estrias, de forma e dimensões variadas (de milímetros até metros) podem também ocorrer sobre superfícies rochosas erodidas glacialmente, isoladamente ou associadas às estrias normais. Sua origem é controvertida, sendo atribuída à abrasão glacial, erosão por fluxo denso de *till* ou fluxos catastróficos de água de degelo. Sulcos do tipo **grampo de cabelo** (*hairpin*), formados por dois sulcos paralelos, laterais a um obstáculo que dividiu o fluxo do agente erosivo, são considerados, por alguns autores, como originados pela ação de corrente de água de degelo de grande energia.

Feições de terreno de abrasão glacial de mesoescala comumente observadas são as formas alongadas moldadas (*streamlined molded forms*), as formas montante-jusante (*stoss and lee*), as bacias rochosas (*rock basins*) e os **vales glaciais.** As primeiras incluem estruturas chamadas **dorso de baleia** (*whale back*) (Fig.11.13), alongadas, alisadas e arredondadas em toda a volta pelas geleiras. Embora tenham a sua forma final controlada pela estrutura da rocha, tendem a apresentar altura relativamente grande em relação ao comprimento e alinham-se paralelamente ao fluxo do gelo. Estrias sobre essas estruturas tendem a ser contínuas em todo o seu comprimento, sugerindo manutenção da ação abrasiva glacial. As chamadas **rochas moutonnées** (*roches moutonnées*) diferem na morfologia e origem (Figs. 11.11, 11.15). Segundo a literatura, o nome deriva de um tipo de peruca usada na França, no século 18, e não da semelhança com um carneiro (*mouton*, em francês) deitado, como popularmente aceito. Trata-se de elevações rochosas de perfil arredondado, assimétrico, com o lado menos inclinado e estriado (a montante) e outro mais abrupto, irregular e em escada (a jusante), em relação à proveniência do gelo. A teoria da origem das *moutonnées* implica a existência de uma elevação inicial do embasamento e a presença de cavidade a jusante, entre a geleira e o embasamento. O aumento da pressão normal efetiva do gelo sobre a superfície a montante é responsável pela estriação. Diminuição da pressão a jusante, associada à maior velocidade do gelo,

produz a cavidade. O processo de remoção de fragmentos da rocha é facilitado pela existência de juntas ou descontinuidades na rocha. A penetração do gelo em fraturas, deslocamento de fragmentos e ação de água de degelo, sob pressão, nas descontinuidades, são os fatores responsáveis pela remoção. Embora bastante destruída pela ação humana, a famosa rocha *moutonnée* de Salto, SP, recoberta por rochas do Subgrupo Itararé, mantém ainda a sua forma característica e feições de abrasão glacial (Figs. 11.11).

Bacias rochosas são um tipo de depressão ampla, formada subglacialmente sobre o assoalho das geleiras, de dimensões variando de metros a centenas de metros. Freqüentemente acumulam água de degelo. Sua formação é controlada pela existência de zonas de fraqueza na rocha, o que facilita a erosão. O processo envolve a mudança no fluxo do gelo ao passar sobre uma depressão pré-existente menor. O fluxo é distensivo na margem descendente, e compressivo na ascendente. A distensão aumenta a pressão basal do gelo sobre o substrato levando à abrasão, enquanto a compressão promove o arrancamento e remoção de fragmentos de rocha. Bacias ocorrem comumente associadas a substratos portadores de rochas *moutonnées*.

Os vales e os circos glaciais são as estruturas mais impressionantes esculpidas pelo gelo. Vales glaciais formam-se onde quer que geleiras sejam canalizadas ao longo de depressões topográficas, modificando-as. Embora mais visíveis quando associadas com geleiras de vale e de escape, os vales glaciais ocorrem também sob mantos e casquetes de gelo. Ao início da glaciação, as geleiras ocupam vales pré-existentes, que passam a ser modificados pela combinação de abrasão glacial e remoção. A ação abrasiva do gelo resulta em modificação do perfil dos vales fluviais de "V" para "U" em vales glaciais (Fig. 11.13).

Regiões montanhosas glaciadas exibem comumente, nas partes altas dos vales, circos glaciais ligados ou não a geleiras, os quais têm a forma de uma bacia rochosa côncava, encravada na parede das montanhas. São gerados por uma combinação de abrasão glacial do seu assoalho através de remoção e congelamento, e degelo na cabeceira mais abrupta da bacia, em contato com a parede rochosa da montanha.

Além das formadas pela ação abrasiva do gelo, as paisagens glaciais caracterizam-se pela ocorrência de formas de erosão produzidas pela água de degelo. As

Fig.11.13 Feições erosionais e geomórficas de contato com o gelo. a) dorso de baleia; a geleira moveu-se da esquerda para a direita, Prince William Sound, Alasca, E. U. A.; b) vale glacial em "U" do rio Saskatchewan, Montanhas Rochosas, Canadá; c)esker pleistocênico, Minnesota, E. U. A.; d) lago de *kettle*, geleira Saskatchewan, Montanhas Rochosas, Canadá. Fotos a e d: Paulo R. dos Santos; b e c: A. C. Rocha-Campos.

feições incluem os chamados canais de água de degelo (Fig. 11.11). Um importante aspecto desse sistema do escoamento refere-se ao padrão de drenagem que se instala subglacialmente. Em geleiras que se situam sobre substratos duros, sistemas de canais e cavidades subglaciais interligados podem se formar e escoar a água de degelo. Canais subglaciais só são visíveis junto às margens de geleiras, onde desembocam e descarregam um grande volume de água. Argumenta-se que o sistema de canais só pode existir quando a geleira estiver em contato com o substrato duro. No caso de substratos deformáveis, a drenagem pode ser realizada pelo escoamento da água através do próprio sedimento. Somente quando a drenagem não for eficiente, pode-se pensar na formação de sistemas de canais subglaciais rasos. O gradiente hidráulico das geleiras controla a formação do sistema de canais subglaciais de degelo, que podem então ter distribuição independente da topografia atual e correr encosta acima, resultando em perfil de drenagem muito irregular.

Canais de degelo proglaciais subaéreos são mais visíveis junto às zonas de ablação de geleiras, correndo paralelamente às suas margens, porém, com mudanças bruscas de orientação. O sistema de canais de degelo proglaciais passa, por transição, para o sistema flúvio-glacial, abaixo descrito.

A ação da água de degelo é responsável pela geração de uma diversidade de feições geomórficas flúvio-glaciais, que se formam junto à margem das geleiras, embaixo (subglacialmente) ou sobre elas (supraglacialmente). O primeiro grupo de feições engloba planícies (*outwash plains* e *sandur*) e leques de lavagem glacial (*outwash fans*), *kettles*, *kames* e terraços de *kame*. Os *eskers* são, sem dúvida, o principal tipo de forma de terreno produzida pela ação flúvio-glacial (Fig. 11.16).

Ao emergir de uma geleira, a corrente de água de degelo perde pressão e velocidade e começa a depositar sedimentos. Os depósitos proglaciais assim formados na chamada planície de lavagem glacial variam pela sua posição em relação à margem do gelo, a quantidade de sedimento transportado e a presença de gelo soterrado. Leques de lavagem são gerados na frente de geleiras estacionárias, pela deposição de sedimentos carreados pela água de degelo. Sedimentos mais grossos acumulam-se perto do local de emergência do fluxo de água, enquanto os mais finos depositam-se mais adiante, confundindo-se com os depósitos de rios entrelaçados. Eventos de fluxo catastrófico de água de degelo ou *jökulhlaups* podem desorganizar a drenagem flúvio-glacial e erodir profundamente os leques. Blocos de gelo morto incluídos nos sedimentos flúvio-glaciais, particularmente nas proximidades das geleiras, ao se fundir por abatimento dos sedimentos da planície de lavagem, produzem depressões circulares chamadas *kettles* (chaleiras) (Fig. 11.13). *Kames* e terraços de *kame*, resultantes do acúmulo de sedimentos entre a encosta de vales glaciais e a margem lateral do gelo são também típicos desse ambiente. Podem associar-se a *kettles* se contiverem blocos de gelo morto.

A paisagem de uma região glaciada é freqüentemente percorrida por cristas contínuas ou interrompidas, sinuosas, de sedimentos flúvio-glaciais (areia, cascalho e até till) denominados *eskers* (Figs. 11.13, 16). Suas dimensões são variáveis, de centenas de metros até centenas de quilômetros de comprimento, dezenas a centenas de metros de largura (40 a 700) e dezenas de metros de altura (10 a 50). Podem ser feições contínuas ou formar sistemas entrelaçados. A orientação dos eskers é controlada pelo gradiente hidráulico das geleiras, podendo ter orientação independente da topografia do assoalho. O bloqueio da água em canais sobre, dentro e sob geleiras provoca a deposição de sedimento, gerando os *eskers*.

Embora os *eskers* formados subglacialmente sejam mais comuns, eles podem também resultar do preenchimento de canais supra e englaciais e serem depois rebaixados até o substrato pela fusão do gelo. A origem dos *eskers* entrelaçados é atribuída a fluxos de água subglacial catastróficos, quando então um único canal não pode acomodar todo o volume de água e sedimento transportado.

11.2.3 Transporte de detritos pelas geleiras

Partículas e fragmentos rochosos são transportados pelas geleiras sobre sua superfície (**transporte supraglacial**), no seu interior (**transporte englacial**) e sua região basal (**transporte subglacial**). (Figs. 11.14, 15).

O material supraglacial inclui detritos caídos das paredes dos vales de geleiras de vale ou de *nunataks* (elevações cercadas pelo gelo), materiais transportados por avalanches ou depositados pelo vento, tais como cinza vulcânica, poeira, sal marinho etc. A maior parte dos detritos basais representa material incorporado pelo gelo através da erosão do substrato ou

derivado do material supraglacial. Após serem depositados, os detritos supraglaciais são recobertos pela neve que cai anualmente, incorporando-se nas superfícies de fluxo da geleira, podendo descender até a base desta, passando a integrar a zona de transporte basal. Podem ainda ascender, emergindo na zona de ablação da geleira, incorporando-se aos depósitos supraglaciais. Partículas acumuladas na zona de ablação podem aí permanecer, a não ser que, transportadas por água de degelo superficial, penetrem em fendas no gelo, atingindo a parte interna e a base das geleiras. Detritos subglaciais, de modo geral, permanecem na zona de transporte basal das geleiras, a partir de onde são depositados. Somente junto às margens destas, na chamada zona de compressão do gelo (Figs. 11.14, 15), podem ser capturados em falhas reversas ou de empurrão que se formam, elevando-se ao longo delas e atingindo a superfície das geleiras. Como se vê, há uma constante troca de posição dos detritos das diferentes zonas das geleiras.

11.2.4 Ambientes e depósitos

Associados às geleiras

A sedimentação glacial terrestre ocorre quando a geleira termina em condições subaéreas ou terrestres. Essa sedimentação pode envolver diretamente as geleiras e ocorrer em contato com/ou nas proximidades delas, como também, em regiões mais afastadas, pela ação da água de degelo (sedimentação glácio-fluvial) ou em corpos de água doce (sedimentação glácio-lacustrina) (Fig. 11.16).

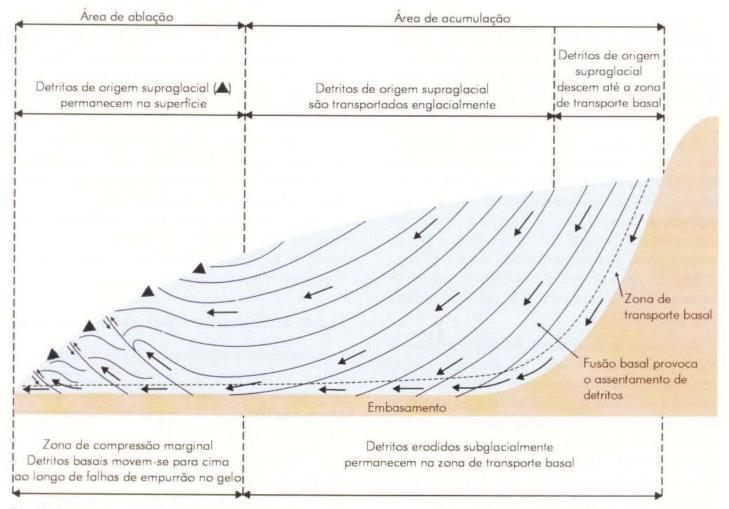



Fig. 11.14 Transporte de detritos glaciais. Setas maiores mostram possíveis trajetórias de transporte de detritos em geleiras. Detritos de origem supraglacial podem ser transportados englacialmente (sem contato com o assoalho) e na zona basal (em contato com o assoalho). Fonte: Boulton, 1993.

Dá-se o nome de *till* ao depósito formado diretamente pelas geleiras. Trata-se de sedimento inconsolidado, não selecionado, constituído por matriz argilosa/ siltosa/ arenosa, contendo fragmentos rochosos caoticamente dispersos, de tamanho variado, desde grânulo até matacão. Clastos contidos no till têm arredondamento e angulosidade variáveis e muitos exibem evidências de abrasão glacial sob a forma de facetas e estrias (Fig. 11.17). Denomina-se **tilito** o equivalente litificado (rocha) do *till*. Tendo em vista a dificuldade em se reconhecer os verdadeiros tilitos de outras rochas de aspecto similar, porém de origem diversa, como é o caso de brechas tectônicas e conglomerados de matriz não selecionada gerados pelo fluxo denso gravitacional de mistura de detritos e lama (corridas de detritos e lama), é preferível utilizar os termos não-genéticos **diamicto** e **diamictito** para nomear, respectivamente, os seus equivalentes inconsolidados (sedimento) e litificados (Fig. 11.18). Muitos dos diamictitos permo-carboníferos da Bacia do Paraná, Brasil, foram depositados diretamente pelo gelo e correspondem, portanto, a tilitos.

Fig.11.15 Zona de detritos basal da geleira de maré Winspianski, ilha Rei George, Antártica Ocidental, mostrando faixas de detritos deformadas; o atual recuo da geleira expõe rochas *moutonnées* erodidas sobre basalto mesozóico. Foto: A. C. Rocha Campos.

Deposição glacial terrestre diretamente em contato com o gelo pode ocorrer sob as geleiras (deposição subglacial) ou junto às suas margens, a partir de material transportado sobre a superfície do gelo (deposição supraglacial). Os processos sedimentares envolvidos são diversos e serão abaixo delineados.

Quatro tipos distintos de depósitos subglaciais são reconhecidos na literatura: a) *till* de alojamento; b) *till* de ablação subglacial; c) *till* de deformação; d) *till* de deposição em cavernas subglaciais.

Till de alojamento corresponde a um diamicto formado pela agregação subglacial, através do retardamento friccional de detritos englaciais liberados a partir da base de geleiras em movimento. A liberação de clastos ou agregados de detritos dá-se por derretimento sob pressão, durante o deslizamento da geleira sobre o seu assoalho. A ocorrência de alojamento exige, geralmente, a presença de um substrato rígido, seja ele consolidado (rochoso) ou não deformável.

Segundo o modelo mais aceito, o processo de alojamento ou "encaixamento" no substrato envolve a interrupção do movimento de clastos que se deslocam e erodem, na base da geleira, quando sua fricção sobre o assoalho supera o arrasto exercido sobre ele pelo fluxo do gelo.

Taxas de deposição de tills de alojamento atingem menos de 10 cm por ano.

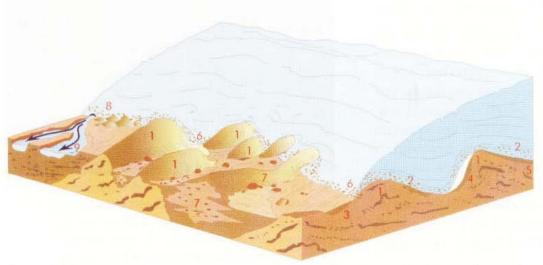



Fig.11.16 Depósitos e feições glaciais terrestres. 1) formas alongadas moldadas no embasamento; 2) detritos basais da geleira depositam-se como *till* de alojamento em depressões do assoalho (3) ou em cavidades (4); 5) *till* de ablação; 6) liberação de detritos por fusão da margem do gelo; 7) *esker*; 8) leques de lavagem glacial; fusão de blocos de gelo morto forma superfície mamelonada (junto à margem da geleira); 9) canal d e água de degelo. Fonte: Boulton, 1993.

O processo resulta no acúmulo de massa sedimentar supercompactada, não inteiramente maciça, mas exibindo uma superposição de unidades em cunhas truncantes, separadas por superfícies de não deposição ou erosivas. Entre as unidades é comum intercalarem-se depósitos acanalados, rasos, de água de degelo (areias, cascalhos), normalmente com seus topos deformados pela retomada da deposição da unidade de *till* superior. De modo geral, pacotes de *till* de alojamento, que raramente atingem alguns metros de espessura, assentam-se sobre superfícies discordantes. Espessuras maiores requereriam espaço subglacial maior e os depósitos seriam, destarte, sujeitos a retrabalhamento e erosão. Embora clastos facetados e estriados sejam mencionados como típicos de *tills* de alojamento, são os clastos em **forma de bala** (*bullet shaped*) ou de "**ferro de engomar**" os mais representativos desses depósitos (Fig. 11.17). Clastos facetados, estriados e em forma de bala são comuns em diamictitos de depósitos glaciais de várias idades (Permo-Carbonífero, Pré-Cambriano etc.), no Brasil.

Embora o processo de alojamento seja normalmente associado a substratos duros (rochosos), ele pode ocorrer também em substratos pouco deformáveis. Neste caso, clastos em movimento sob as geleiras sulcam ou aram (*plough*) o substrato, acumulando massas de sedimento a jusante, que terminam por criar resistência ao avanço do gelo, retardando o movimento para frente. Outros clastos podem então congestionar-se atrás do primeiro, formando concentração do tipo **pavimento de clastos**. Pavimentos de clastos similares aos que ocorrem no Pleistoceno da América do Norte foram descritos em rochas neopaleozóicas do Brasil.

Till de deformação é outro tipo de depósito subglacial formado sob geleiras em movimento, neste caso agindo sobre a chamada camada deformável, isto

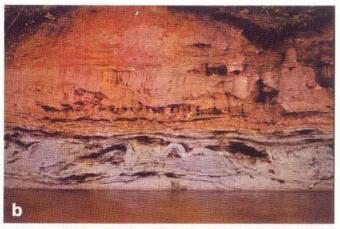



Fig.11.17 Diferentes tipos de *till*. a) till subglacial sobre *till* de deformação (amarelado), Pleistoceno, Dakota do Norte, E.U.A.; b) *till* subglacial sobre sedimentos lacustrinos deformados, Pleistoceno, Minnesota, E.U.A.; c) clastos imersos em *till* de alojamento atual; clasto em forma de bala aparece na metade superior da foto; sentido do movimento do gelo da esquerda para a direita; d) diamictito maciço, tipo chuva de detritos, Prince William Sound, Alasca, E.U.A.. Fotos a e b: A. C. Rocha-Campos; c: gentileza Carrie J. Patterson; d: Paulo R. dos Santos.

é, um depósito sedimentar impregnado de água (Fig. 11.17). O conceito surgiu na década de 1980 e embora tenha ganho grande popularidade não é destituído de controvérsias.

O tipo de depósito resultante da deformação subglacial corresponde a uma massa sedimentar mecanicamente remexida e deformada, constituída de partículas de sedimento pré-glacial "sobrepassado" e deformado pela geleira, ou sedimento glacial, incluindo *till* de alojamento, sedimento flúvio-glacial previamente depositado ou concomitante ao avanço das geleiras. *Tills* de deformação podem atingir espessuras maiores (até várias dezenas de metros) que os *tills* de alojamento. A deformação pode envolver uma fase proglacial (compressiva), seguida de uma fase subglacial, eminentemente distensiva. O aumento da intensidade do esforço produz uma seqüência de estruturas cada vez mais intensamente deformadas, levando à homogeneização da massa deformada, que pode assemelhar-se a um *till* maciço. Estruturas típicas de cada fase podem, entretanto, persistir e permitir identificar a seqüência de eventos ocorridos. Deformações glaciotectônicas afetando rochas neopaleozóicas do Brasil foram identificadas em Cerquilho, SP.

Enquanto os *tills* de alojamento e de deformação originam-se durante o avanço glacial, o chamado *till* de degelo, ablação ou derretimento acumula-se sob gelo estagnado, que se derrete *in situ* (Fig. 11.16). Isto ocorre quando as geleiras cessam de se mover. Nessas condições, o degelo produz a liberação e acumulação subglacial e supraglacial de partículas de rochas. Há na literatura amplo debate a respeito do potencial de preservação dos chamados *tills* de ablação por causa da ação eficiente das correntes de degelo.

Pela descrição acima é fácil perceber que os três tipos de deposição subglacial do *till* são grandemente transicionais. As tentativas de distingui-los baseiam-se nas características dos depósitos, por exemplo, a "*fabric*" (arranjo interno dos clastos nos *tills*). Clastos de *tills* de alojamento são geralmente descritos como tendo seus eixos maiores paralelos à direção do fluxo do gelo original e apresentando clastos imbricados, com inclinação para montante. Uma *fabric* menos desenvolvida caracterizaria os *tills* de ablação.

Depósitos de *tills* podem ainda formar-se em ambiente terrestre, sem a intervenção direta do gelo. Incluem-se aqui os depósitos de *till* supraglacial de degelo e os *tills* de fluxo. O derretimento do gelo da superfície das geleiras pode produzir grandes acumulações de detritos

Fig.11.18 Diferentes tipos de diamictito. a) matacão de quartzito alojado em tilito subglacial do Permo-Carbonífero; aração do substrato inconsolidado provocou o acúmulo de sedimento na frente do clasto (direita), impedindo o seu movimento; sentido de movimento do gelo da esquerda para a direita, Cachoeira do Sul, RS; b) diamictito estratificado formado por fluxo gravitacional de sedimento (Permo-Carbonífero), Igreja Nova, AL; c) diamictito maciço, subaquoso, Pré-Cambriano, Jequitaí, MG; . Fotos: A.C. Rocha-Campos.

supraglaciais, muitas vezes sobre cristas ou elevações do gelo. Esse material facilmente desestabiliza-se e desloca-se declive abaixo, sob a forma de fluxo de detrito ou lama. *Tills* supraglaciais podem recobrir a superfície e depósitos subglaciais quando do derretimento do gelo soterrado, resultando em uma topografia chamada mamelonada (*hummocky*). Pode também misturar-se com a água de degelo, próximo à margem do gelo (Fig. 11.16).

Finalmente, resta lembrar a possibilidade de *tills* formarem-se por **sublimação** de gelo (passagem direta do estado sólido para o gasoso) contendo detritos rochosos, em ambientes polares áridos, muito frios, como é o caso da Antártica oriental. Podem ocorrer supra e subglacialmente.

Fig.11.19 Tipos de morenas em geleira de vale. a) mediana; b) lateral; c) terminal.

Morenas são, provavelmente, as formas mais características de depósitos glaciais formados adjacentemente às geleiras. Elas são geralmente classificadas de acordo com sua posição em relação às geleiras, seu estado de atividade (isto é, associadas a geleiras ativas ou inativas) e processo de formação.

Morenas medianas são feições, no geral superficiais, sob a forma de cristas alongadas, que se estendem a partir da confluência de geleiras de vale. Morenas laterais podem também constituir depósitos pouco espessos, supraglaciais, de detritos provenientes das paredes dos vales, mas, muitas vezes, assumem a forma de cristas, junto às margens laterais das geleiras, separadas destas e das paredes do vale por ravinas de ablação. Finalmente, morenas terminais constituem cristas de detritos glaciais que acompanham a margem frontal das geleiras de vale ou de mantos de gelo. São no geral arqueadas, refletindo a forma da margem da geleira. Morenas laterais e terminais podem conter um núcleo de gelo que, às vezes, forma a maior parte do volume das morenas. Trata-se de massas de gelo destacadas da margem das geleiras e protegidas da fusão pela cobertura de detritos (Figs. 11.19, 11.20, 11.21).

Feições morfologicamente similares às acima descritas podem ocorrer em associação com geleiras em fase de recuo ou estagnadas. Morenas de empurrão (*push moraines*) terminais, simples ou compostas, formam-se quando as geleiras avançam sobre sedimentos proglaciais (no geral *till* e depósitos flúvio-glaciais), seja durante reavanços sazonais, de curta duração, ou mais contínuos. Essas morenas são feições glácio-tectônicas de empurrão e acavalamento (Cap. 19) e,

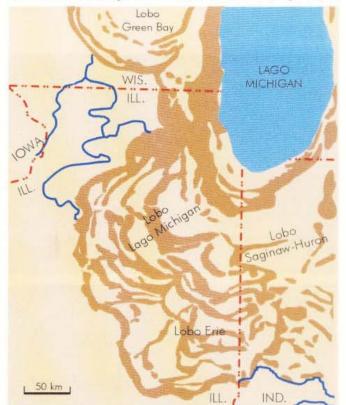



Fig.11.20 Morenas terminais (em marrom) da última glaciação, no Meio Oeste dos E. U. A., mostram a forma lobada da margem do manto de gelo continental pleistocênico da América do Norte; WIS: Wisconsin; ILL: Illinois; IND: Indiana. Fonte: Frye e William, 1973.

Fig.11.21 a) morenas laterais compostas da geleira de Atabasca, Montanhas Rochosas, Canadá; b) morena basal (*till* de alojamento) exposta na planície de *till*, na frente da geleira Atabasca (ao fundo); superfície estriada aflora na parte inferior da foto. Fotos: a) Paulo R. dos Santos; b) A. C. Rocha-Campos.

como tal, exibem deformações do tipo dobras e falhas. Seu tamanho é variável, podendo atingir grandes dimensões (até dezenas de quilômetros de comprimento) e envolver o próprio embasamento da geleira. Um outro tipo origina-se pela liberação, por degelo, de massas de sedimentos incorporados no gelo, a partir da zona de detritos basal, por empurrão do gelo junto à margem frontal das geleiras.

O escorregamento de detritos supraglaciais sobre as margens laterais, mais íngremes das geleiras, leva à formação de morenas laterais, pelo processo de despejo (*dumping*) de detritos. O material acumulado pode também provir das paredes dos vales. Outros dois tipos de morenas associadas a geleiras inativas ou estagnadas incluem as chamadas morenas basais (*ground moraines*) e morenas com núcleo de gelo (*ice-cored moraines*) (Fig.11.21). Diferentemente dos primeiros, estes tipos não têm uma forma ou orientação definida em relação às geleiras. As primeiras depositam-se a partir da zona basal do gelo, através da ação de diversos processos que incluem o acúmulo de detritos liberados por fusão e alojamento. Formam uma espécie de tapete irregular (planície de *till*) na frente de geleiras em recuo (Figs. 11.16, 11.21). Massas de gelo cobertas de detritos destacados da margem de geleira constituem morenas de núcleo de gelo. Sua fusão pode também provocar a formação de superfícies de terreno mamelonadas (Fig. 11.16).

Além das acima descritas, outras feições de terreno formam-se subglacialmente, tornando-se expostas quando a geleira recua. Incluem tanto feições moldadas pelo gelo durante o seu avanço (*drumlins*, caneluras, morenas do tipo *rogen* e megafeições lineares), quanto produzidas por outros processos subglaciais (cristas de preenchimento de *crevasses*) (Fig. 11.22).

Drumlins são colinas de forma oval, de 5 a 50m de altura, e 10 a 3.000m de comprimento, e perfil assimétrico, com um lado abrupto, a montante (voltado para a geleira) e um lado de declividade mais suave, a jusante. Sua composição é variada (*till*, sedimentos flúvio-glaciais e rochas do substrato) e sua origem controvertida. São atribuídas a diferentes processos, dentre os quais, alojamento subglacial, fusão de gelo rico em detritos e mesmo preenchimento de escavações subglaciais ou fluxo catastrófico de água subglacial. A hipótese de origem por deformação subglacial parece, entretanto, ser a mais aceita atualmente.

Drumlins ocorrem em enxames, cobrindo áreas proglaciais extensas expostas pela retirada do gelo. Exemplos de estruturas do tipo *drumlin* foram registrados no

Fig.11.22 a) *drumlin* pleistocênico recoberto por vegetação, Wisconsin, E.U.A.; b) cristas de *till* sobre planície de lavagem glacial na frente da geleira Saskatchewan, Montanhas Rochosas, Canadá; notar matacão alojado na extremidade a montante de uma das cristas de *till*. Fotos: a) gentileza Carrie J. Patterson; b) A. C. Rocha-Campos.

neopaleozóico da Bacia do Paraná, Brasil. Morenas tipo *rogen* são também moldadas subglacialmente, transversais ao fluxo do gelo, adquirindo a forma de meia lua, com as pontas voltadas para o sentido do fluxo do gelo. Ocorrem associadas a campos de *drumlins*.

Planícies proglaciais expostas pelo recuo da geleira freqüentemente mostram numerosas estruturas lineares, paralelas, sob a forma de cristas baixas (< 3 m), estreitas (< 3 m), mais ou menos regularmente espaçadas, de comprimento variável (até cerca de 100 m ou mais), chamadas cristas de *till* (*flutes*). Sua origem é atribuída ao acúmulo de *till*, areia e cascalho na sombra (a jusante) de obstáculo formado por matacão ou grupo de clastos. A observação de imagens de satélites de áreas glaciadas atuais levou ao reconhecimento de megalineações glaciais ou megacristas de *till* (*megaflutes*), com até dezenas de km de comprimento (8-70 km), larguras de até mais de um quilômetro e espaçadas de 300 a 5.000m. Formas subglaciais moldadas pelo gelo podem ocorrer superpostas em razão de mudanças na capacidade de deformação da geleira.

Feições geomórficas não-moldadas pelo gelo e, portanto, não alinhadas em relação ao movimento das geleiras podem também ser geradas e preservadas geologicamente. Incluem-se aqui as cristas de preenchimento de crevasses. As cristas têm uma disposição geométrica, refletindo o padrão de distribuição das *crevasses* no gelo. Originam-se pela injeção de *till* subglacial em fendas e outras descontinuidades ou ao longo de falhas de empurrão marginais, em geleiras estagnadas.

Flúvio-glacial

O ambiente flúvio-glacial resulta da formação de água de degelo, pelo derretimento de geleiras que terminam em ambiente terrestre, sejam elas de vale ou grandes mantos de gelo. Vale notar que correntes de água de degelo formam-se sobre e dentro de geleiras, porém o seu papel na sedimentação é negligenciável em relação ao das águas subglaciais. A água gerada drena o substrato glaciado, erodindo, incorporando, transportando e depositando sedimentos em baixo ou além das margens das geleiras, sobre a chamada planície de lavagem glacial (*outwash plain*). As correntes e rios glaciais são, deste modo, importantes agentes de retrabalhamento de paisagens glaciadas.

Embora o transporte e deposição de sedimentos em túneis subglaciais possa ocorrer, a ação flúvio-glacial subaérea é, sem dúvida, mais visível e relevante.

O sistema fluvial que se forma na região proglacial é tipicamente do tipo de canais múltiplos, ou **entrelaçado** (*braided*). Os processos de sedimentação que ocorrem nesse ambiente são semelhantes aos da deposição fluvial comum (Cap. 10), exceto pelo fato de a água ser mais viscosa, por causa de sua temperatura mais baixa e densidade mais alta, e a descarga de água e sedimento variar diurnamente e sazonalmente. Estes fatores retardam o assentamento das partículas sedimentares, facilitando o seu transporte.

O transporte de sedimentos no sistema flúvio-glacial ocorre em suspensão e como carga de fundo, sendo a proporção entre os dois mecanismos grandemente variável. Valores entre 40% a 90% de carga de fundo sobre o total de sedimentos são conhecidos na literatura. A presença de alta carga de fundo, a grande variação na descarga, acima comentados, além da erodibilidade alta (a fácil erosão) das margens dos canais, explica a predominância do sistema entrelaçado, na planície proglacial.

A distância da geleira é o principal fator que controla as características do sistema flúvio-glacial. Na zona imediatamente em contato com o gelo, os processo são mais complexos, por causa da variação na forma e posição da margem do gelo e intercalação entre processos fluviais e de deposição de detritos glaciogênicos liberados pelo derretimento da geleira ou de gelo morto (Fig.11.23). A mesma complexidade é visível nos depósitos resultantes. Na região proximal, predomina o sistema fluvial entrelaçado, caracterizado por canais e barras de diferentes tipos. Barras longitudinais de cascalho, de forma losangular em planta, alinhadas paralelamente a subparalelamente ao fluxo da água predominam. Estratificação subparalela horizontal é a estrutura predominante, acompanhada por imbricação do cascalho. Além disso, areias são depositadas em períodos de água mais baixa, como, por exemplo, ao final da temporada de fusão de gelo. As areias podem exibir dunas e marcas onduladas migrantes. O componente arenoso tende a aumentar em relação ao cascalho. Em condições intermediárias e distais, predominam, na carga de fundo, a areia cascalhosa e às vezes areia pura (Fig.11.23). O fluxo de água concentrado em canais, esporadicamente, caracteriza-se por barras linguóides ou lobadas recobertas por dunas e marcas onduladas. Na planície aluvial as areias são mais raras e marcas onduladas predominam. Nesses locais, formam-se depósitos de silte, lama e restos de raízes. Finalmente, nas zonas mais distantes, o sedimento predominante é, geralmente, silte e o sistema de barras torna-se menos pronunciado.

Glácio-lacustre

Lagos são uma das feições mais comuns de regiões afetadas pela ação glacial e podem se formar em uma variedade de situações, seja na frente da geleira, na região proglacial, ou subglacial e até supraglacialmente.

Uma maneira comum de formação de lagos é por represamento da água de degelo pelos depósitos de morenas, na frente da ou lateralmente à geleira. As próprias geleiras podem causar o represamento. Lagos podem também formar-se em depressões causadas pelo derretimento de massas de gelo estagnado (gelo morto) dentro do sedimento glacial, criando os chamados lagos de *kettle* (Fig. 11.13, 11.23). A concentração de água de degelo subglacial pode também levar à formação de acumulações embaixo do gelo. Um dos exemplos mais notáveis de lago subglacial foi descoberto sob o manto de gelo da Antártica oriental, a mais de 3.600m de profundidade, na área da estação antártica russa de Vostok. Finalmente, em escala maior, grandes lagos proglaciais podem formar-se junto à margem de mantos de gelo em recuo, preenchendo depressões causadas pelo rebaixamento isostático da crosta da Terra (Cap. 4), em razão do enorme peso do gelo. Os comentários abaixo referem-se principalmente às formas mais comuns de lagos glaciais, ou seja, os que se formam proglacialmente. Os processos que aí ocorrem são, em geral, aplicáveis a todos os tipos de massas de água doce glaciais.

A sedimentação e as características dos depósitos glácio-lacustrinos são controladas pelas propriedades físicas e químicas dos lagos (Cap. 10), daí a necessidade de entendê-los. Temperatura, salinidade e o conteúdo do sedimento em suspensão, e em muito menor grau, a quantidade de gases dissolvidos (O_2, CO_2 etc.) e pressão hidrostática são fatores que influenciam a densidade da água de lagos, fator primordial que governa os processos que aí ocorrem.

A variação sazonal da temperatura (ou seja, a variação de calor absorvido e dissipado pela água durante o ano) afeta a estrutura térmica, estratificação, circulação e o comportamento ecológico dos lagos. Durante o verão, muitos desenvolvem uma estratificação formada por camadas de água de temperatura e densidade distintas.

Ondas e correntes, a queda de *icebergs* e variações de pressão atmosférica são os fenômenos responsáveis pela circulação da água dentro dos lagos. A ação dos ventos e a queda de icebergs são fatores que podem produzir ondas. Além de afetarem o transporte de sedimentos em suspensão, as ondas podem provocar mistura das camadas superficiais de água, alterando a estrutura térmica.

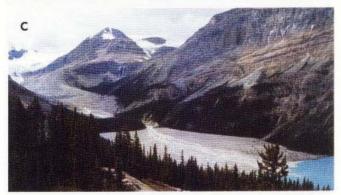



Fig. 11.23 a) torrente subglacial emergindo da base da geleira Saskatchewan, Montanhas Rochosas, Canadá; mudanças na posição do canal e na descarga de água desorganizam a drenagem junto à geleira; o derretimento de blocos de gelo morto, recobertos de detritos, contribui para a complexidade sedimentar da região; b) região distal do sistema flúvio-glacial entrelaçado do rio Saskatchewan, Montanhas Rochosas, Canadá; c) morenas, planície de lavagem e delta lacustrino da geleira Peyto, mesma localidade. Fotos a e c: A. C. Rocha-Campos; b: Paulo R. dos Santos.

A introdução de partículas sedimentares dentro de lagos glaciais faz-se principalmente pelas correntes de água de degelo, que podem provir de distâncias variáveis, quando a margem das geleiras não está em contato com a água, ou por descarga direta a partir de condutos na base das geleiras ou em posição englacial. Correntes de água de degelo que entram em lagos carregando sedimentos podem deslocar-se junto à superfície, no meio ou rente ao fundo do lago, dependendo de sua densidade em relação à da água. Formam as chamadas plumas de sedimento. Uma forma particular de descarga sedimentar pode ainda ocorrer pelo despejo direto de partículas variadas, liberadas da margem do gelo, em contato com a água dos lagos. Os detritos glaciais provêm de concentrações formadas supraglacialmente ou incluídas na zona basal do gelo, normalmente transportadas por algum tipo de fluxo aquoso denso. Outra maneira envolve a queda de partículas a partir do derretimento de massas flutuantes de gelo, os icebergs, mecanismo denominado **chuva de partículas** (*rain out*). Vários tipos de processos e depósitos sedimentares estão relacionados a esses mecanismos.

Icebergs desprendidos de margens de gelo em contato com lagos liberam detritos glaciogênicos ao se fundirem, gerando uma verdadeira "chuva" de partículas. O caso mais conhecido resulta na deposição de **clastos caídos** (*dropstones; rafted clasts*), de tamanho variado, sobre as camadas de sedimento do fundo do lago, deformando ou rompendo-as (Fig. 11.24). O termo "clasto pingado", popularmente aplicado a esses clastos é, portanto, incorreto. Concentrações maiores de detritos podem ser "despejadas" (*dumped*) por fusão basal ou emborcamento de massas de gelo ou ainda por derretimento local de icebergs ancorados no fundo do lago.

O acúmulo de partículas sedimentares em lagos leva à formação de vários tipos de depósitos e de formas de terrenos subaquáticos. A dispersão das par-

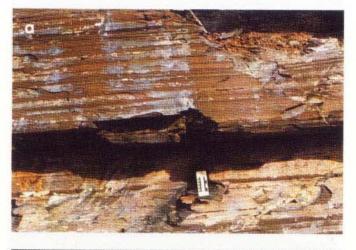



Fig.11.24 Varves e varvitos. a) varves pleistocênicas contendo clastos caídos; b) *iceberg* ancorado na margem do lago Edith Cavell, Montanhas Rochosas, Canadá, com detritos supraglaciais; c) ritmito regular (varvito), Permo-Carbonífero, contendo clasto caído; Trombudo Central, SC; d) ritmito regular (varvito) mostrando marcas onduladas e variação na espessura das camadas, Permo-Carbonífero, Itu, SP. Fotos a: Paulo R. dos Santos; b, c e d: A. C. Rocha-Campos.

tículas, sob a forma de sobrefluxos e interfluxos, freqüentemente resulta na constituição de deltas marginais. **Deltas glaciolacustrinos** são tipicamente constituídos de três conjuntos de camadas: os estratos ou camadas de topo (*topsets*), de frente (*foresets*) e de fundo (*bottomsets*) (Fig. 11.23).

Outros processos sedimentares comuns em lagos incluem a decantação de partículas em suspensão, que cobrem homogeneamente outros sedimentos, na parte central dos corpos de água. Depósitos marginais de lagos podem ainda ser afetados e modificados por ondas. A contribuição biogênica é, entretanto, no geral, pouco expressiva.

Em regiões de lagos não afetadas por processos sedimentares marginais, pode ocorrer a deposição de sedimentos rítmicos ou ritmicamente estratificados, mostrando alternância de depósitos grossos e finos. Os primeiros são formados por correntes de turbidez que caracterizam os fluxos de fundo. A interrupção da entrada de sedimentos, durante o inverno, quando a superfície dos lagos congela, permite a decantação do material em suspensão na água sobre a camada inferior. Em casos em que essa alternância é controlada sazonalmente, o estrato ou camada resultante é chamada *varve* (Fig. 11.24). Os fluxos de fundo, durante o verão, quando a entrada de água de degelo é mais intensa, alternam-se com a decantação de partículas em suspensão, durante o inverno, quando os lagos congelam e correntes densas de fundo cessam. O famoso **varvito** (*varves* litificadas) da pedreira de Itu, SP (Permo-Carbonífero), exibe muitas das características acima discutidas.

Além dos deltas, outras formas de terreno ou feições geomórficas subaquáticas podem originar-se, sob a forma de morenas subaquáticas, geradas pelo avanço sazonal de geleiras, que empurram os detritos glaciais. Podem também formar-se terraços marginais, associados a variações da linha de costa dos lagos.

Ambiente periglacial

Embora típicos de clima frio, sujeito a congelamento do solo, processos e feições periglaciais não guardam obrigatoriamente relação de idade e proximidade com geleiras. São, portanto, essencialmente não-glaciais. Condições periglaciais ocorrem em uma variedade de situações topográficas e geográficas, de polares até de baixa latitude, e de ambientes. Vale lembrar ainda que vários processos que ocorrem em condições periglaciais não são exclusivos desse ambiente. Muitos processos e feições periglaciais ocorrem, entretanto, a uma relativa proximidade de geleiras, o que justifica a sua discussão juntamente com os fenômenos glaciais propriamente ditos.

No Pleistoceno do Hemisfério Norte, conhecem-se extensas áreas recobertas por depósitos e feições geomórficas periglaciais, que se formaram a até várias centenas de quilômetros de distância da margem das geleiras. Condições periglaciais são conhecidas atualmente em regiões circumpolares da parte norte da América do Norte, Europa e Ásia. As condições de temperatura, entretanto, são aí, provavelmente, mais rigorosas do que as que existiam em latitudes médias associadas aos mantos de gelo pleistocênicos do Hemisfério Norte.

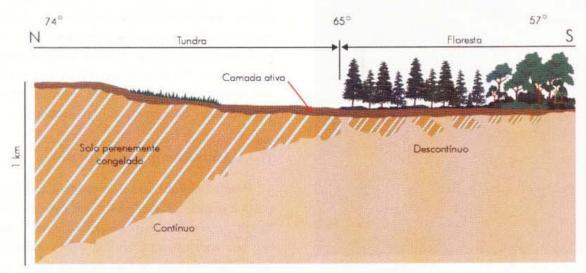



Fig. 11.25 Perfil norte-sul mostrando a estrutura de solo perenemente congelado, ao norte do Canadá; a extremidade norte da linha de árvores coincide com o limite entre o solo congelado contínuo e descontínuo. Fonte: Eyles, 1985.

Uma característica comum do solo de regiões submetidas a condições periglaciais é a presença de zona de congelamento permanente da água intersticial, denominado solo perenemente congelado (*permafrost*). (Fig. 11.25). Atualmente, o *permafrost* pode ocorrer até a uma profundidade de 1 km ou mais nas áreas circumpolares. Em direção a latitudes mais baixas, a profundidade atingida pelo *permafrost* contínuo diminui, passando a formar uma camada menos espessa, fragmentada (*permafrost* descontínuo). Zonas de permafrost são recobertas por camada de solo pouco espessa, afetada por congelamento e degelo sazonal, a chamada camada ativa. O limite inferior entre a camada ativa e o permafrost é chamado de nível do permafrost (*permafrost table*). Em alguns locais, o solo perenemente congelado estende-se à plataforma continental, formando o permafrost submarino.

Solos e rochas das regiões sob condições periglaciais são afetados por uma variedade de alterações físicas, resultando em estruturas e feições geomórficas variadas. Congelipartição (*congelifraction* = fraturamento e separação por congelamento) e congeliperturbação (*congeliturbation* = agitação e mistura por congelamento) são os processos principais que afetam camadas de solo e rocha decomposta em ambiente periglacial. Feições resultantes desses processos incluem fraturamento e deformação de camadas do solo ou de rocha intemperizada, resultante do congelamento da água intersticial e penetração de massas de gelo. Os chamados pingos, massas elevadas de solo geradas pelo crescimento do gelo, solos estruturados, fraturados em padrão poligonal (*patterned grounds*) e criodeformações ou involuções periglaciais, incluem-se nessa categoria (Fig. 11.26). O congelamento e derretimento repetido da água do solo são responsáveis por processos de evolução de encostas nos ambientes periglaciais, através de solifluxão ou fluxos de solo e rocha encharcados de água, gerados pela fusão do gelo. Estruturas de preenchimento de fendas formadas em solo perenemente congelado de idade neopaleozóica foram identificados em rochas permo-carboníferas do Brasil.

Fig. 11.26 Pseudomorfo de cunha de gelo em *till* pleistocênico, Minnesota, E. U. A. O sedimento preencheu o espaço da antiga cunha, após o derretimento do gelo. Foto: A. C. Rocha-Campos.

Os ambientes periglaciais podem também ser afetados pela ação do vento sobre superfícies inativas, sem cobertura vegetal, formando depósitos de silte e areia, de razoável espessura, às vezes sob a forma de dunas. O tipo mais conhecido de depósito eólico glacial é, sem dúvida, o *loess*, constituído de silte calcário bem selecionado, depositado em ambientes periglaciais de baixa umidade. Depósitos de *loess* pleistocênicos são bem conhecidos no interior dos continentes, na Rússia, China e Meio Oeste dos E.U. A., onde podem cobrir áreas extensas, de mais de 500.000 km^2, e atingir espessuras superiores a 200 m.

11.3 Ação Glacial Marinha

Geleiras que chegam até o litoral podem atingir o mar, internando-se nele aterradas, isto é, arrastando-se sobre o substrato, ou flutuantes, e passar a influenciar processos e depósitos sedimentares que aí ocorrem.

Em vários locais da Terra, geleiras entram em contato com o mar, no fundo ou na boca de entalhes costeiros, dentre os quais os mais conhecidos são os fiordes. Estes tipos de ambiente constituem estuários influenciados por geleiras. Em outros, as geleiras atingem diretamente o mar aberto. As condições relativas a vários fatores ambientais são suficientemente distintas, em cada caso, para merecer uma discussão em separado.

11.3.1 Ambiente glácio-estuarino

Fiordes são um tipo de estuário glaciado caracterizado por grande profundidade (até mais de 1.000 m), de modo geral cercados por relevo montanhoso escarpado. Sua morfologia é similar à dos vales glaciais e a declividade abrupta de suas paredes sugere ação intensa da abrasão glacial. A submergência pós-glacial dos fiordes atuais (da ordem de 1.000m) não explica a sua grande profundidade, resultante de intensa erosão glacial, ao lon-

go de vales pré-existentes. O assoalho dos fiordes caracteriza-se pela presença de uma bacia profunda, submersa, delimitada por saliências do embasamento. A presença de uma dessas elevações, junto à boca do fiorde, o chamado *sill*, restringe sua comunicação com o mar aberto. Fiordes existem hoje nas costas de várias regiões da Terra (Noruega, Chile, Canadá, Antártica etc.), limitados a latitudes acima de 45°.

As condições hidrográficas e os processos sedimentares em fiordes são controlados por vários fatores. O influxo de água doce, a partir do derretimento de geleiras e do gelo do mar (ou **banquisa**: camada delgada de água do mar que congela sazonalmente; Fig. 11.2) ou de rios que desembocam nos estuários, o efeito das marés e da força de Coriolis (desvio das correntes de água que entram no estuário, causado pela rotação da Terra), a entrada de sedimentos trazidos pelas correntes de água de degelo e a floculação de partículas sedimentares (principalmente argilas) são os principais.

Como é de se esperar, a variação das marés tem grande influência não só na circulação da massa de água, como também na estabilidade de geleiras em contato com o mar. A presença de gelo do mar em muitos fiordes provoca a formação de água salina densa e de estratificação no corpo de água. A entrada de água de degelo e de rios, no verão, juntamente com a de água marinha, mais densa, gera um sistema de circulação dentro dos fiordes. Condições euxínicas (redução no teor de oxigênio) podem ocorrer nas bacias profundas de fiordes, onde a circulação é deficiente. Flexões das frentes das geleiras produzidas pela variação das marés estimulam sua desintegração e a produção de *icebergs*.

Além do aporte realizado por rios e água de degelo, outros processos são responsáveis pela introdução de partículas sedimentares nos fiordes (Fig. 11.27). Dentre estes, temos a queda de partículas a partir de *icebergs*, avalanches de rocha e/ou neve de regiões montanhosas que flanqueiam os estuários e transporte pelo vento. Padrões de sedimentação glácio-estuarina distintos são reconhecidos entre fiordes parcialmente ocupados por geleiras e naqueles em que depósitos flúvio-glaciais, formados pelo recuo de geleiras, ocupam a cabeceira dos estuários.

No primeiro caso, depósitos de sedimentos mais grossos ocorrem comumente na frente da geleira, pelo acúmulo proglacial, relativamente rápido de partículas liberadas da base do gelo por fusão, ou de origem supraglacial. Areias e sedimentos mais finos entram nos fiordes trazidos por correntes de água de degelo subglaciais. Mudanças laterais na posição das correntes provocam heterogeneidade dos depósitos. Fluxo

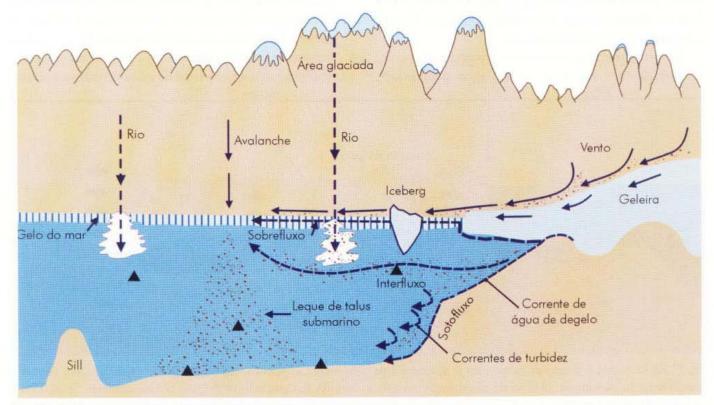



Fig.11.27 Esquema de estuário glacial mostrando processos de entrada e transporte de sedimentos; a geleira está em contato com a água. Sedimentos introduzidos pela água de degelo distribuem-se através de soto, inter e sobrefluxos. Outros mecanismos incluem: vento, rios, avalanches e *icebergs*. Fonte: Drewry, 1987.

gravitacional de sedimentos (diamicto e areia), sobre encostas submarinas geradas pela acumulação sedimentar, redistribuem-nos junto às geleiras ou na parte mais interna dos estuários. Outros processos sedimentares incluem a ação de *icebergs* na liberação de clastos e partículas mais finas, que se intercalam com os depósitos de fluxo gravitacional.

Nos casos em que a frente da geleira recuou para o interior, desligando-se do corpo de água, deltas ou leques de sedimentos, formados pelo acúmulo marginal de detritos, avançam em direção à cabeceira dos fiordes, alterando o seu padrão deposicional. Nestas condições, planícies de lavagem normalmente intercalam-se entre as geleiras e os deltas. A maior parte dos sedimentos grossos é, então, aí retida, predominando, nos fiordes, os sedimentos finos. Processos comuns de redistribuição de sedimentos, nesses tipos de estuário, incluem fluxos gravitacionais de sedimentos, particularmente, correntes de turbidez. Clastos e outros detritos caídos de *icebergs* são, evidentemente, raros ou inexistentes. Outras contribuições sedimentares são dadas pela acumulação de organismos e de material biogênico no fundo dos fiordes. As duas situações acima descritas podem corresponder a diferentes fases da evolução de um fiorde. De uma maneira aproximada, as associações de fácies resultantes incluem três tipos: fácies de contato de gelo, fácies de delta e praia e fácies de fundo de fiorde. As fácies podem, entretanto, suceder-se de modo complexo, durante a história deposicional do estuário.

Como se percebe, o contexto deposicional dos estuários glaciais é similar ao de lagos proglaciais, anteriormente tratados. Do mesmo modo, são também semelhantes às dos lagos, as formas de terreno geradas no ambiente glácio-estuarino. Além de deltas e leques de sedimentos proglaciais, ocorrem ainda acumulações de sedimentos "despejados" das frentes de geleiras em contato com o mar e vários tipos de cristas ou bancos proglaciais de till ou detritos (morenas de empurrão). Estas feições são formadas por empurrão de geleiras ou por concentração de sedimentos gerados pela fusão do gelo.

Depósitos glaciais neopaleozóicos do Brasil ocorrem em vales pré-glaciais identificados como paleoestuários.

11.3.2 Ambiente glácio-marinho

Quando o volume de gelo de uma região e sua taxa de descarga no mar são altos, ocorre uma depressão glácio-isostática causada pelo peso da massa de gelo sobre a crosta da Terra, e submergência do substrato marginal sobre o qual o gelo se assenta. Nessas condições, porções dos mantos de gelo podem avançar mar adentro aterrados e, a partir de certa altura, a chamada linha ou **zona de aterramento** (Fig. 11.28), tornarem-se flutuantes, projetando-se sob a forma de plataformas ou línguas de gelo (Figs. 11.1, 11.2), em resposta ao adelgaçamento da geleira causado pelo rastejamento do gelo. A maior parte dos sedimentos transportados na base da geleira é liberada na zona de aterramento. Deste modo, é limitado o aporte de detritos até a plataforma continental, liberados pela fusão basal do gelo ou, mais distalmente,

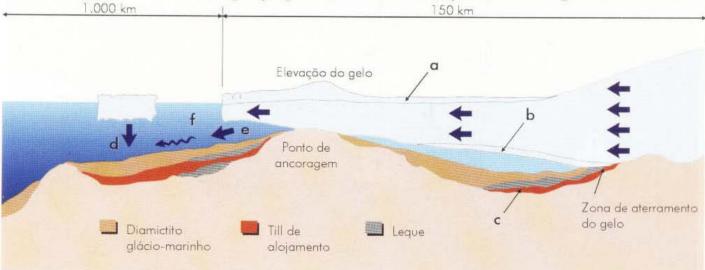



Fig.11.28 Processos e depósitos associados à plataforma de gelo marinho. A existência de um ponto de ancoragem permite o crescimento da plataforma. a) zona de acumulação de gelo e neve; b) zona de adição de gelo por regelamento basal; c) *till* e depósitos de leque formados durante avanço prévio de geleira aterrada; d) deposição por chuva de detritos a partir de *icebergs*; e) ressedimentação de diamicto; f) retrabalhamento por correntes marinhas; setas horizontais indicam velocidade relativa de fluxo de gelo. Fonte: Eyles e Menzies, 1985.

a partir de *icebergs*. São predominantemente depósitos finos, lamosos. Plataformas e línguas de gelo são, entretanto, instáveis e, em épocas de balanço de massa negativo, podem desintegrar-se e recuar até a margem continental ou ainda a terra emersa onde formam geleiras de maré ou geleiras aterradas, respectivamente. As extensas plataformas de Ross e Weddel-Filchner na Antártica, têm cada uma mais de 500.000 km² de área, portanto, superior à da França.

Vários fatores que influenciam a deposição de sedimentos em estuários afetados pela ação de geleiras (circulação marinha, força de Coriolis, entrada de sedimentos, floculação etc.) são também relevantes no caso de ambientes glácio-marinhos abertos. Outros, como por exemplo a estratificação da massa de água, são de pouca importância. O padrão de circulação da massa de água difere, pois, substancialmente da que caracteriza os ambientes glácio-marinhos confinados.

Além dos já referidos, diversos outros fatores interferem na sedimentação glácio-marinha, tais como, o regime térmico basal da geleira, as características da massa de água, a energia das ondas, a batimetria e o relevo do fundo marinho. De particular importância são o regime térmico basal e a dinâmica do fluxo de gelo, esta já discutida no início deste tópico. Resta-nos o primeiro. Diferenças no regime térmico basal determinam o volume de água de degelo produzido pelas geleiras, o que, por sua vez, influencia a quantidade de sedimentos que atinge o ambiente marinho. Em geleiras de base quente, a água de degelo subglacial remove os produtos da erosão glacial transportando-os para o mar. No caso das geleiras de base fria, a água de degelo é restrita ou inexistente, e muito pouco sedimento atinge o ambiente marinho.

De modo geral, a sedimentação no ambiente glácio-marinho sofre os efeitos da ação combinada de vários processos deposicionais, muitos dos quais similares aos que ocorrem nos lagos glaciais. Detritos englaciais e supraglaciais, por exemplo, são liberados ou "despejados" pelo degelo, junto à margem das geleiras. Correntes subglaciais de água de degelo carregando sedimentos são introduzidas no mar, sob a forma de fluxos de superfície ou de fundo (plumas de sedimentos). Os sedimentos suspensos nas plumas assentam-se ou decantam-se, processo que pode ser acelerado pela floculação de partículas argilosas em contato com a água do mar. Desagregação acelerada da margem de geleiras marinhas é fenômeno comum. Esse processo leva à produção intensa de *icebergs*. Finalmente, a fusão de *icebergs* e/ou o seu emborcamento leva à liberação de detritos contidos no gelo, a distâncias variáveis das geleiras. Partículas da chuva de detritos, proveniente de *icebergs*, incluem clastos isolados e quantidades variáveis de fragmentos mais finos. Em alguns casos, estes formam depósitos semelhantes a *till*, denominados erroneamente *tills* de deposição subaquática (*waterlain tills*) (Figs. 11.17, 18). *Icebergs* podem ainda remobilizar sedimentos ao se arrastarem sobre fundos marinhos rasos.

Depósitos glácio-marinhos estão também sujeitos a retrabalhamento por correntes marinhas de fundo e à ressedimentação por fluxo gravitacional de sedimentos (deslizamento, fluxos de detritos e/ou lama), acumulados sobre declives. Esta movimentação pode ainda gerar correntes de turbidez.

No contexto das variações resultantes da interação dos fatores acima mencionados, costuma-se distinguir dois subambientes glácio-marinhos distintos, do ponto de vista da deposição sedimentar. O **glácio-marinho** proximal (incluindo a zona de contato com a margem da geleira) e o glácio-marinho distal. Embora a distância a partir da frente

Fig.11.29 Depósitos, processos e feições sedimentares do ambiente glácio-marinho proximal. a) sedimentos marinhos deformados pelo avanço anterior da geleira; b) bancos de morena de empurrão; c) sedimento grosso de leque de lavagem subaquosa; d) diamictitos grossos estratificados; e) lama/diamictitos de zona de iceberg; f) *till* de alojamento; g) arenitos de leque e conglomerados de canal; h) canal de água de degelo subglacial; i) iceberg liberando detritos; j) detritos supraglaciais.

das geleiras seja utilizada para definir o limite entre as duas regiões, (1-100 km e mais de 100 km, respectivamente), elas são melhor caracterizadas pelos processos sedimentares que ocorrem tipicamente em cada uma delas.

Depósitos sedimentares típicos do ambiente glácio-marinho proximal (Fig. 11.29), também denominados **proglaciais subaquáticos**, incluem leques subaquáticos de seixos e areias, diamictos, lama e *till* (*stricto sensu*), formados próximo e sob a influência de margem glacial aterrada. Leques subaquáticos acumulam-se junto à abertura de condutos subglaciais ou englaciais. Areias de leque exibem estratificações cruzadas, enquanto depósitos de canais distributários de leques (cascalho e areia) mostram estratificação plano-paralela ou gradacional. *Tills* e outros depósitos dessa região podem formar bancos de morenas (*moraine banks*) ou morenas de empurrão construídos pelo avanço ou oscilação da margem das geleiras em recessão. Esses depósitos exibem deformações glácio-tectônicas.

Processos sedimentares não-glaciais dominam o subambiente glácio-marinho distal. Depósitos característicos englobam os formados a partir de sedimentos em suspensão e de chuva de detritos liberados de *icebergs* (Fig.11.28). Dependendo da disponibilidade e dispersão desses detritos, as unidades sedimentares glácio-marinhas podem ser muito extensas, e apresentar geometria tabular e estratigrafia mais organizada do que no caso dos depósitos formados em fiordes ou no ambiente glácio-marinho proximal.

Remobilização de sedimentos por fluxo gravitacional de massa e o seu retrabalhamento por correntes de fundo são comuns no subambiente distal. Mais afastado dos leques, depósitos resultantes de decantação de sedimentos e de chuva de detritos de *icebergs* são comuns. Também aqui, *icebergs* podem revolver o fundo com suas quilhas, alterando os sedimentos depositados.

Depósitos atribuídos tanto ao subambiente glácio-proximal, quanto ao glácio-distal foram reconhecidos em rochas glaciais neopaleozóicas do Brasil.

11.4 Glaciação ao Longo do Tempo Geológico

O registro geológico da história da Terra preservado nas rochas e fósseis indica que o nosso planeta passou por longos períodos alternados de resfriamento e aquecimento global. Na literatura atual, esses intervalos são comumente chamados de estados de **Terra refrigerador** (*ice house*) e **Terra estufa** (*greenhouse*). Nos intervalos de refrigeração da Terra teria havido a expansão das geleiras nas altas latitudes do planeta, correspondendo às chamadas idades glaciais. Restrição ou desaparecimento das geleiras caracterizariam as fases estufa, quando ocorreria um aquecimento global. Alguns autores criticam o uso dos termos acima, tendo em vista eles enfatizarem mudanças climáticas ligadas ao acúmulo de gases do efeito estufa na atmosfera (gás carbônico, metano etc.).

Além dessas oscilações maiores, outras flutuações de menor porte foram reconhecidas na história climática da Terra. Serão elas tratadas mais adiante, juntamente com a consideração das possíveis causas das idades glaciais.

Um aspecto de crucial importância na discussão da história glacial da Terra refere-se à questão do reconhecimento de evidências geológicas das glaciações e de sua preservação no registro geológico.

Morfologias típicas de abrasão glacial (vales em "U", rochas *moutonnées*, pavimentos estriados etc.) são considerados indícios diretos da presença pretérita de geleiras. Depósitos do tipo *till* e tilito, contendo seixos de composição variada, muitas vezes facetados e estriados, freqüentemente associados às feições abrasivas, constituem outras indicações. Sua separação de outros diamictos/diamictitos de origem diversa (e.g., tectônicos, depósitos de movimento gravitacional de massa, tais como deslizamentos, fluxos de detritos etc.) é freqüentemente controvertida. A presença de clastos isolados, dispersos em sedimentos finos, laminados, deformando os estratos entre os quais se intercalam, é usada como indicação da presença pretérita de *icebergs* em um corpo de água. Outros tipos de gelo flutuante (gelo sazonal), não ligados à presença de geleiras, são também capazes de produzir clastos caídos. Clastos podem ser liberados de raízes de árvores e algas flutuantes às quais estão presos.

Além dessas e outras evidências mais concretas, as rochas da Terra podem conter indícios indiretos da ocorrência de antigas glaciações. Mudanças no nível do mar associadas a avanços e recuos de geleiras continentais, variações em razões isotópicas ($^{18}O/^{16}O$; $^{12}C/^{13}C$) e outros tipos de alterações geoquímicas, registradas em rochas e fósseis, podem fornecer indícios de períodos de aquecimento e resfriamento da Terra. Fases marinhas transgressivas e regressivas distinguidas nas sucessões sedimentares, sob a forma de repetições cíclicas de sucessões de estratos, como

ocorre nos **ciclotemas** do Pensilvaniano (Carbonífero superior) da América do Norte, podem refletir o efeito das glaciações neopaleozóicas coevas do Gondwana. Variações controladas sazonalmente, ligadas às glaciações estão refletidas nas argilas várvicas formadas nos lagos pleistocênicos e no seu correspondente litificado, o varvito, sob a forma de repetição de pares de litologias formadas no verão e inverno do mesmo ano. Sedimentos de aspecto rítmico, os chamados ritmitos, podem ter origem diferente, e representar depósitos de correntes de turbidez distais ou de decantação de sedimentos finos.

Além de suas possíveis relações de causa e efeito com fases de crescimento e desagregação de geleiras, as características tectônicas das regiões glaciadas parecem ser de fundamental importância para a preservação dos depósitos glaciais no registro geológico. De modo geral, depósitos glaciais terrestres, como os do Pleistoceno da América do Norte e da Europa, têm pouca probabilidade de serem conservados por terem ficado expostos à erosão posterior. Por causa do caráter, por assim dizer, "autofágico", da glaciação, que a cada avanço da geleira destrói os seus próprios depósitos prévios, retrabalhando-os, somente o registro da última fase glacial tem mais chance de ser melhor representado geologicamente. Na América do Norte, por exemplo, são os sedimentos da última glaciação, ocorrida no Wisconsiniano (parte final do Pleistoceno), os que estão melhor expostos hoje.

Sítios continentais aptos a preservar o registro glacial antigo são raros. De modo geral, a probabilidade de sobrevivência dos sedimentos é maior em locais sujeitos à subsidência, tais como bacias intracratônicas tectonicamente ativas, fossas tectônicas, bacias de pré e pós-arco etc. A constatação da predominância de depósitos glácio-marinhos no registro geológico de glaciações pré-pleitocênicas é perfeitamente consistente com o conceito acima.

No intervalo geológico que vai do Neoproterozóico (parte final do Pré-Cambriano) até o Cenozóico, inclusive, abrangendo um intervalo de cerca de um bilhão de anos, evidências de seis idades glaciais foram reconhecidas no registro geológico, sendo duas no Neoproterozóico e quatro no Fanerozóico (Ordoviciano superior-Siluriano inferior; Devoniano superior; Permo-Carbonífero e Terciário superior-Pleistoceno). Fases de refrigeração terrestre menos adequadamente conhecidas podem ter ocorrido em épocas mais remotas, no Paleoproterozóico e mesmo no Arqueano. Os dados disponíveis não permitem, entretanto, reconhecer um padrão de repetição cíclica de fases de Terra refrigerador e estufa (Fig. 11.30).

Embora seja um país predominantemente tropical, existem indícios convincentes da ocorrência pretérita de cinco dessas idades glaciais no Brasil, no Neoproterozóico (duas), Siluriano inferior-Ordoviciano superior, Devoniano superior, e Permo-Carbonífero. Seus depósitos estão extensivamente distribuídos nas bacias sedimentares brasileiras. Muitos exemplos de depósitos e feições típicos da ação glacial do gelo estão excelentemente preservados nessas rochas.

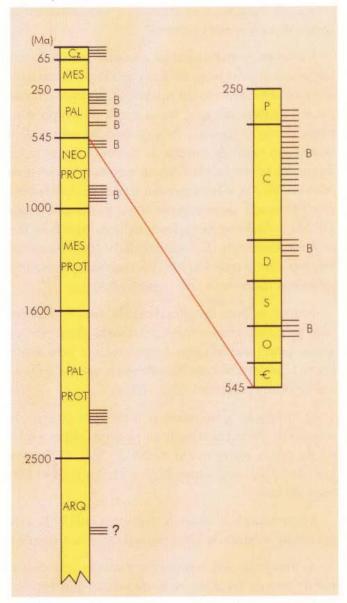



Fig.11.30 Distribuição cronológica das idades glaciais da Terra; notar a grande duração da idade glacial permo-carbonífera (100 Ma); ARQ: Arqueano; PAL PROT: Paleoproterozóico; MES PROT: Mesoproterozóico; NEO PROT: Neoproterozóico; PAL: Paleozóico; MES: Mesozóico; Cz: Cenozóico; Є: Cambriano; O: Ordoviciano; S: Siluriano; D: Devoniano; C: Carbonífero; P: Permiano.

11.5 Causas das Glaciações

Um dos aspectos ainda problemáticos da história climática da Terra envolve o esclarecimento da causa ou causas da alternância entre períodos de resfriamento e aquecimento global.

Um grande número de fatores influenciadores das mudanças climáticas são discutidos na literatura. De modo geral, eles podem ser agrupados em quatro categorias principais, envolvendo: a) variações na radiação solar; b) variações na composição da atmosfera terrestre; c) alterações na posição paleogeográfica na posição de oceanos e continentes e nas característica destes; d) causas extra-terrenas.

Variações na radiação solar causadas por mudanças astronômicas ou orbitais da Terra têm importância básica para o entendimento das mudanças climáticas. Alguns autores propuseram que, numa escala de tempo mais longa, alterações na quantidade de radiação solar podem ocorrer em razão da rotação do sistema solar ao redor do eixo de nossa galáxia. Durante esse evento, que dura cerca de 300 Ma, a Terra passaria através de duas nuvens de concentração de hidrogênio, o que provocaria, a cada 140 Ma, redução na recepção da radiação solar pela Terra. A resultante periodicidade das idades glaciais sugerida pela hipótese (a cada 150 Ma), não encontra, entretanto, apoio nos dados atuais do registro geológico.

Ritmos orbitais de periodicidade menor, também com possíveis efeitos sobre mudanças climáticas da Terra, foram identificadas primeiramente pelo astrônomo iugoslavo Milutin Milankovitch, que os atribuiu aos seguintes processos (Fig. 11.31):

a) inclinação axial: refere-se à variação do eixo de rotação da Terra em relação ao plano da elíptica (plano da órbita terrestre em torno do Sol). O ângulo, hoje de 23,5°, oscila entre 24,5° e 21,5° a cada 41.000 anos (K anos);

b) excentricidade da órbita terrestre: a cada 91 K anos em média, a órbita da Terra passa de elíptica a circular;

c) precessão dos equinócios: causada pela oscilação do eixo da Terra, em razão da atração gravitacional da Lua e do Sol, configurando um cone, em média a cada 21 K anos.

A ação conjunta desses ritmos orbitais provocaria variações cíclicas na intensidade e distribuição sazonal da radiação solar recebida pela Terra, influenciando a duração do período de degelo do verão, de modo que a neve depositada no inverno não derreteria completamente em certas ocasiões. Com o crescimento das áreas cobertas por neve, mais luz solar seria refletida (o chamado **albedo**, ou poder difusor da luz, aumentaria), permitindo o aparecimento das grandes massas de gelo.

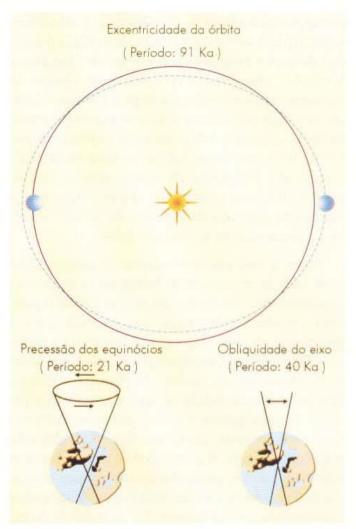



Fig. 11.31 Diagrama dos ritmos orbitais de Milankovitch. Fonte: Eyles, 1993.

Dados sobre variação na razão entre $^{18}O/^{16}O$, a partir da análise de testas (carapaças) de foraminíferos preservados em sedimentos marinhos cenozóicos, apoiam a hipótese de controle astronômico sobre a repetição periódica de fases glaciais e interglaciais, durante os últimos 3 milhões de anos. Em épocas de crescimento dos mantos de gelo, a razão $^{18}O/^{16}O$ aumentaria por causa da retenção de ^{16}O no gelo continental.

A extensão dos chamados ciclos de Milankovitch (com duração de cerca de 100.000 anos), durante o resto do

Fanerozóico é, entretanto, matéria controvertida. Além disso, pensa-se que os ciclos sejam, por si só, insuficientes para provocar o crescimento e desaparecimento dos mantos de gelo. Outros fatores podem então amplificá-los, dentre os quais, as mudanças na concentração de gases do efeito estufa na atmosfera.

Fig.11.32 Migração polar do Gondwana durante o Paleozóico; a passagem do supercontinente através dos pólos poderia explicar a distribuição dos depósitos de diferentes idades preservados, em numerosas bacias sedimentares identificados abaixo: 1-3: Norte da África; 4: Gana; 5: Gabão; 6: Parnaíba; 7: Amazonas; 8: Solimões; 9: Cancañiri; 10: Paraná; 11: Karoo; 12: Cabo; 13: Andes; 14: Montanhas Transantárticas; 15: Índia (várias); 16: Austrália (várias). AF: África; AR: Arábia; AS: América do Sul; M: Madagascar; I: Índia; AN: Antártica; AU: Austrália; NZ: Nova Zelândia. Fonte: Caputo e Crowell, 1985.

O aumento de CO_2 na atmosfera durante as erupções vulcânicas é considerada fator fundamental no controle de sua concentração na atmosfera. Além do vulcanismo, fases de expansão do fundo oceânico, orogênese e transgressão marinha resultariam em produção de CO_2. Em contrapartida, fases de levantamento, regressão marinha e erosão corresponderiam a épocas de maior retirada de CO_2 da atmosfera, através da exposição mais extensa das plataformas continentais ao intemperismo químico das rochas, sob a ação do CO_2 dissolvido na água, acidificando-a.

A correlação entre a concentração de massas continentais no pólo e mudanças eustáticas de longa duração, e a ocorrência de fases de refrigeração global são uma indicação da relevância da distribuição dos continentes e oceanos na variação climática da Terra. O padrão de distribuição e cronologia das glaciações que afetaram o continente de Gondwana, durante a Era Paleozóica (Fig.11.32), podem ter seguido o modelo de migração dos centros glaciais, resultante da passagem do supercontinente pelo pólo sul. Uma situação paradoxal, no que diz respeito ao conceito acima, envolve a ocorrência, em muitas partes do mundo, de depósitos glaciais na região equatorial, durante o Neoproterozóico. Segundo a recente hipótese da **Terra bola de neve** (*snowball Earth*), a diminuição global, da temperatura em resposta, por exemplo, à retirada de CO_2 da atmosfera, pelo intemperismo de rochas (chamado de efeito anti-estufa), poderia ter levado à expansão dos mantos de gelo até às baixas latitudes da Terra.

Grandes massas continentais situadas em altas latitudes podem permitir a acumulação de neve, o que, por sua vez, conforme vimos, aumenta a refletividade da luz solar, colaborando para a diminuição da temperatura global. Mudanças na circulação oceânica e atmosférica produzidas por diferentes configurações paleogeográficas e altitudes dos continentes da Terra seriam, pois, um fator importante.

Finalmente, causas extra-terrenas têm sido também invocadas para explicar a alternância de fases de resfriamento e aquecimento da Terra. O lançamento de grande quantidade de poeira na atmosfera, resultante do impacto de bólido ou corpo celeste sobre a superfície do planeta, tem sido aventado como causa de resfriamento, pelo bloqueio da radiação solar. Efeito contrário ocorreria se o impacto se desse sobre o oceano. Neste caso, a vaporização da água levaria à formação de nuvens, resultando em fase de aquecimento.

Da leitura dessa síntese, percebe-se ser difícil apontar claramente os fatores de primeira ordem controladores das variações de temperatura ocorridas na Terra, sendo provável que as idades glaciais do planeta tenham resultado de combinação de fatores incluindo mudanças paleogeográficas e variação na composição da atmosfera.

Leituras recomendadas

BENETT, M. R.; GLASSER, N. F. *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms.* New York: John Wiley, 1996.

EMBLETON, C.; KING, C., A. M. *Glacial Geomorphology.* London: Edward Arnold, 1975.

EYLES, N. (Ed.) *Glacial Geology. An Introduction for Engineers and Earth Scientists.* Oxford: Pergamon Press, 1983.

HAMBREY, M.; HARLAND, W. B. (Eds.). *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record.* Cambridge: Cambridge University Press, 1975.

HARLAND, M.; ALEAN, J. *Glaciers.* Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

IMBRIE, J.; IMBRIE, K. P. *Ice Ages, Solving the Mystery.* Cambridge: Harvard University Press, 1986.

MENDES, J. C. *Elementos de Estratigrafia.* São Paulo: Edusp, 1984.

SHARP, R. P. *Living Ice: Understanding Glaciers and Glaciation.* Cambridge: Cambridge University Press, 1988.

12

PROCESSOS EÓLICOS
A AÇÃO DOS VENTOS

Joel Barbujiani Sígolo

Quem nunca sentiu o impacto de minúsculas partículas de areia carregadas pelo vento forte ao caminhar em uma praia? Esse é o mais simples exemplo de deslocamento de partículas em função da ação do vento e conhecida como **ação eólica**. Esta atividade está associada à dinâmica externa terrestre e modela a superfície da Terra, particularmente, nas regiões dos desertos.

O movimento das massas de ar representa mais um dos fenômenos dinâmicos importantes observados no planeta e pode ter intensidade muito variável. Freqüentemente, são noticiados na imprensa deslocamentos de ar catastróficos, associados a furacões e tornados com seus efeitos devastadores sobre a superfície da Terra.

Através desses fenômenos atmosféricos, partículas de areia e poeira podem ser transportadas por milhares de quilômetros. Com a diminuição da energia de movimento das massas de ar, as partículas carregadas depositam-se em diversos ambientes terrestres, desde continentais até oceânicos, passando a participar de outros processos da dinâmica externa. Nas áreas continentais, estas partículas depositam-se sobre todas as superfícies desde as montanhas até as planícies. A atividade eólica representa assim um conjunto de fenômenos de erosão, transporte e sedimentação promovidos pelo vento. Os materiais movimentados e depositados nesse processo são denominados **sedimentos eólicos.**

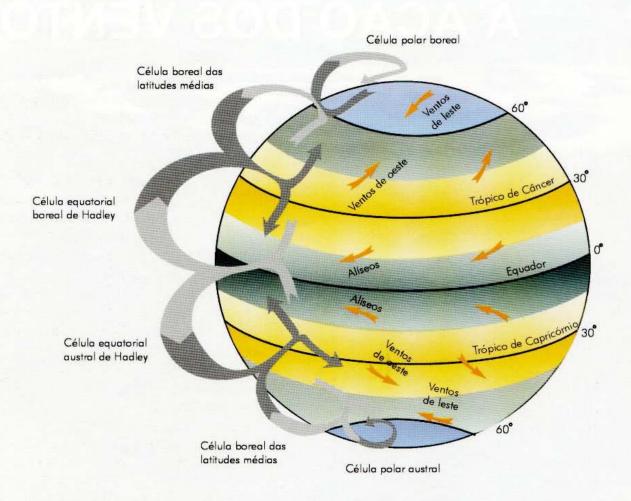



Fig. 12.1 Modelo simplificado da circulação atmosférica resultante das diferenças de aquecimento entre as regiões de latitudes baixas e altas e da rotação terrestre.

◄ Campo de dunas, ilha Caju, Delta do Parnaíba, MA. Foto: R. Linsher.

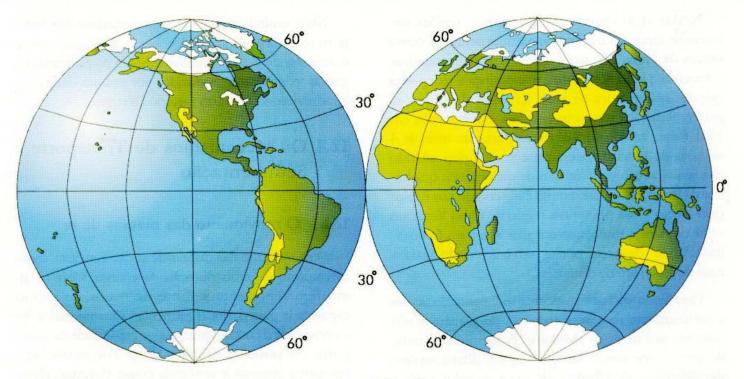



Fig. 12.2 Distribuição das principais áreas desérticas (em amarelo) na Terra.

O deslocamento das massas de ar, formando os ventos, é fruto de diferenças de temperatura e, portanto, de densidade, nessas massas de ar. Essas diferenças são geradas pela maior ou menor incidência de energia solar sobre a superfície do planeta em função da latitude e da estação do ano e pela diferença do **albedo**. Este termo diz respeito à proporção entre a energia solar refletida e a energia solar incidente, revelando, assim, a capacidade de absorção da energia solar dos materiais terrestres (florestas, rios, lagos, desertos, oceanos e geleiras continentais).

O aquecimento mais intenso das zonas equatoriais em relação às zonas polares origina lenta circulação geral das massas de ar. Cada hemisfério apresenta três células de circulação (Fig. 12.1). O ar ascendente no Equador e nas latitudes 60° N e S forma zonas de baixa pressão, enquanto o ar descendente nas latitudes de cerca de 30° N e S e nos pólos gera as zonas de alta pressão. Deste modo, as massas de ar fluem das zonas de alta pressão (de tendência descendente) para as de baixa pressão (de tendência ascendente). Devido à força de Coriolis resultante da rotação terrestre, esses movimentos produzem rotações voltadas em geral para a direita (de oeste para leste) no hemisfério Norte, e para a esquerda (de leste para oeste) no hemisfério Sul. A essas células correspondem três sistemas de ventos dominantes para cada hemisfério: os alíseos das latitudes intertropicais, os ventos de oeste das latitudes médias e os ventos de leste das regiões polares. Esse esquema relativamente simples complica-se na prática devido às interações desses ventos com os oceanos, elevações terrestres e turbulências atmosféricas temporárias.

As regiões do planeta mais sujeitas à atividade eólica são os denominados **desertos absolutos** – regiões na Terra onde inexiste água em estado líquido. Exemplos desse tipo de deserto situam-se no Continente Antártico e na Groenlândia, onde a água se encontra no estado sólido sob a forma de espessas massas de gelo e neve. Assim, nesses desertos quase não existem grãos de areia e de poeira. Porém, os desertos mais conhecidos compreendem imensas áreas de precipitação anual muito baixa (ou mesmo inexistente), com elevado grau de evaporação e intensa atuação de ventos. As áreas desérticas mais expressivas no planeta são o Saara na África, Atacama no Chile, Gobi na Mongólia e China, Arábia, sudoeste dos Estados Unidos e a parte central da Austrália (Figura 12.2). Essas regiões desérticas muito quentes costumam localizar-se nas baixas latitudes (entre 30°, de latitude norte e 30°, de latitude sul). Nesses locais, de modo geral, os processos de erosão, transporte e sedimentação de materiais são comandados pela ação dos ventos, a não ser nas áreas ou nos períodos, pouco freqüentes, em que as partículas encontram-se umedecidas e, portanto, mais coesas.

Nessas áreas desérticas observam-se regiões cobertas de areia cuja magnitude permite defini-las como **mares de areia**. Boa parte dessas regiões encontra-se submetida à ação dos ventos, que desloca e redeposita grandes quantidades de areia ao sabor das direções preferenciais dos ventos mais fortes. Por exemplo, em 1901 fortes ventos do Saara transportaram mais de 4 milhões de toneladas de areia e poeira, depositando este material sobre 1,5 milhão de quilômetros quadrados da Europa. Outro exemplo é observado nos navios cujo trajeto passa próximo à região de Cabo Verde no oeste da África, recebendo em seus conveses freqüentes "chuvas" de areia e poeira provenientes do Saara, a mais de 1.500 km de distância.

Esse fenômeno de transporte e sedimentação ocorre cotidianamente nas áreas costeiras do planeta e não somente nos desertos absolutos. É sempre comandado por ventos fortes decorrentes, em última análise, das diferenças de albedo e de troca de calor entre o mar, o continente e a atmosfera. Como nas áreas desérticas, esse fenômeno gera **dunas**, com inúmeros exemplos no litoral brasileiro, desde o Sul (Laguna, Lagoa dos Patos, Florianópolis, Garopaba, etc.) até o Nordeste (Natal, Fortaleza, Salvador, Recife, etc.).

Dos agentes modeladores da superfície terrestre, o vento é o menos efetivo. Muitas das formas erosivas observadas em áreas desérticas são creditadas erroneamente ao vento, quando na realidade, sua origem está ligada à atividade da água corrente (Cap. 10). No entanto, dentro do Sistema Solar, verifica-se que em Marte o vento é o agente mais importante na construção e mudança da paisagem em sua superfície, face à existência de uma atmosfera muito rarefeita e à absoluta ausência de água.

Tabela 12.1 Diâmetro máximo de partículas movimentadas pelo vento, para partículas de quartzo (Peso específico= 2,65 g/cm³).

Velocidade do vento (km/h)	Diâmetro máximo movimentado (mm)
1,8	0,04
11	0,25
32	0,75
47	1,0
furacão	10

Neste capítulo são descritos os mecanismos de transporte realizados pela atividade eólica e suas feições erosivas e deposicionais. São descritos também os principais registros sedimentares produzidos por essa atividade e sua importância no contexto histórico terrestre.

12.1 Os Mecanismos de Transporte e Sedimentação

12.1.1 O movimento das massas de ar

O movimento das massas de ar que funciona como mecanismo de redistribuição da energia solar na atmosfera representa a fonte da maior ou menor capacidade para deslocar partículas. Quanto maior for a velocidade da massa de ar, maior capacidade de transporte ela possuirá (Tabela 12.1). Por outro lado, anteparos naturais e artificiais como florestas, elevações e edificações podem reduzir a velocidade dessas massas, diminuindo, portanto, sua capacidade de transportar partículas. Por exemplo, a Cadeia Andina, com altitude média de 4.000 m e quase 8.000 km de extensão, é um anteparo natural importante, interferindo com as massas de ar frio provenientes da Antártica. Dependendo da direção do movimento da massa de ar e de sua interação com a Cadeia Andina, essas massas são conduzidas para o Oceano Pacífico ou Oceano Atlântico ou para o interior da América do Sul.

Tabela 12.2 Classificação Beaufort dos tipos de vento baseada em sua velocidade de deslocamento.

Vento	Velocidade km/h
1. Calmaria	1,5
2. Aragem leve	1,5 a 6,1
3. Brisa leve	6,1 a 11,1
4. Vento suave	11,1 a 17,2
5. Vento moderado	17,2 a 24,1
6. Vento médio	24,1 a 31,6
7. Vento forte	31,6 a 38,5
8. Vento fortíssimo	38,5 a 46,4
9. Ventania forte	46,4 a 55,4
10. Ventania fortíssima	55,4 a 64,8
11. Furacão	> 64,8 (alguns com mais de 150 km/h).

A proximidade do vento à superfície terrestre também influi em sua velocidade devido ao atrito da massa do ar com os obstáculos presentes (vegetação, construções, relevo acidentado, etc.). Assim, a velocidade do vento aumenta com o afastamento da superfície, porém a partir de determinada altitude, que depende das condições locais, ela não mais se modifica significativamente. A Fig. 12.3 exibe a variação da velocidade das massas de ar com a altitude e a Tabela 12.2 a classificação de ventos de acordo com sua velocidade.

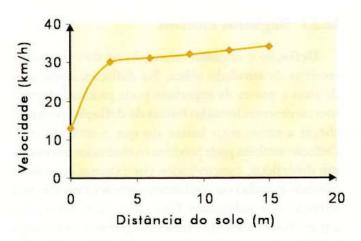



Fig. 12.3 Variação da velocidade do vento em função da distância do solo.

Fig. 12.4 Deslocamento das massas de ar por fluxo turbulento (acima) e por fluxo laminar (abaixo).

As massas de ar deslocam-se segundo dois tipos principais de fluxo: **fluxo turbulento** e **fluxo laminar** (Fig. 12.4). Distante da superfície terrestre ou de barreiras, mais laminar é o movimento da massa de ar. O fluxo do ar será predominantemente turbulento quanto mais próximo da superfície ou de barreiras. No entanto, a atividade geológica mais comum dos ventos resulta quase sempre desse fluxo turbulento.

12.1.2 O movimento das partículas

Transporte de poeira

Partículas menores que 0,125mm de diâmetro são consideradas poeira, compreendendo as frações de areia muito fina, silte e argila da escala granulométrica de Wentworth (Caps. 9 e 14). São as menores frações trabalhadas pelos agentes de transporte mecânico em geral e representam o maior volume de material transportado e depositado pelos processos eólicos. Quando removidas de seu local de origem, essas partículas podem permanecer em suspensão em função do fluxo turbulento e da velocidade da massa de ar por longos períodos de tempo e assim serem transportadas por grandes distâncias. Nessa situação diz-se que as partículas estão em **suspensão eólica** (Fig. 12.5). Partículas e obstáculos maiores apresentam resistência ao vento, gerando intensa turbulência em seu entorno e promovendo a deposição das partículas em suspensão pouco após o obstáculo.

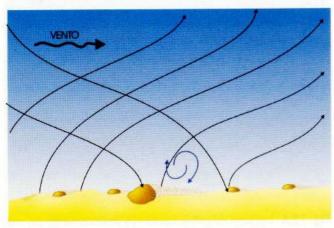



Fig. 12.5 Deslocamento de partículas de poeira por suspensão.

Transporte de areia

As partículas maiores que a poeira — areia fina a muito grossa (diâmetros entre 0,125mm e 2mm) — sofrem transporte mais limitado. Para uma mesma velocidade de vento, quanto maior a partícula, menor será o seu deslocamento. A colisão de partículas em deslocamento com grãos na superfície promove o seu deslocamento muitas vezes por meio de pequenos saltos. O movimento da areia por esse processo denomina-se **saltação** (Fig. 12.6).

As partículas eólicas do tamanho de areia são particularmente importantes, pois constituem diferentes feições morfológicas, das quais as dunas são, sem dúvida, as mais importantes acumulações de areia em áreas desérticas e mesmo em muitas áreas litorâneas. A ação eólica também condiciona a organização dos grãos de areia, produzindo estruturas sedimentares conhecidas como **marcas onduladas** e **estratificação cruzada**. Feições como dunas e certos tipos de marcas onduladas e de estratificação cruzada, quando preservados no registro geológico, representam evidências inegáveis de atividade eólica no passado, permitindo muitas vezes a reconstituição do cenário paleoambiental e paleogeográfico do local.

Transporte de partículas maiores

Como indica a Fig. 12.6, a colisão de partículas em deslocamento, além de causar fragmentação e desgaste, pode induzir o movimento de partículas encontradas na superfície do solo. Partículas de diâmetro superior a 0,5 mm (areia grossa, areia muito grossa, grânulos e seixos) comumente se deslocam por esse processo, chamado **arrasto**. Transporte por arrasto é pouco significativo e bem mais restrito do que o transporte de poeira e de areias menores por saltação e suspensão devido ao peso das partículas maiores e ao atrito entre elas e o substrato (Fig. 12.7).

12.2 Registros Produzidos pelo Vento

A ação do vento fica registrada tanto nas formas de relevo como nos fragmentos trabalhados pela ação eólica, seja de forma destrutiva (erosão) ou de forma construtiva (sedimentação).

12.2.1 Registros erosivos

Deflação e **abrasão** eólica são os dois processos erosivos da atividade eólica. Na deflação, a remoção de areia e poeira da superfície pode produzir depressões no deserto chamadas **bacias de deflação**, podendo chegar a níveis mais baixos do que o nível do mar. Deflação também pode produzir os chamados **pavimentos desérticos**, caracterizados por extensas superfícies exibindo cascalho ou o substrato rochoso, expostas pela remoção dos sedimentos finos. (Fig. 12.8). Se o nível topográfico no deserto é rebaixado por esse mecanismo até atingir a zona subsaturada ou saturada em água, podem formar-se os **oásis** (Fig. 12.9).

Por causa dos constantes impactos de diferentes partículas em movimento (areia fina, média ou mesmo grossa) entre si e com materiais estacionados, geralmente maiores (seixos, blocos, etc.), ocorre intenso processo de desgaste e polimento de todos esses materiais, denominado abrasão eólica. É importante ressaltar que o vento isoladamente não produz qualquer efeito abrasivo sobre materiais rochosos. Apenas

Fig. 12.6 Impacto de grãos causando deslocamento de partículas de areia por saltação.

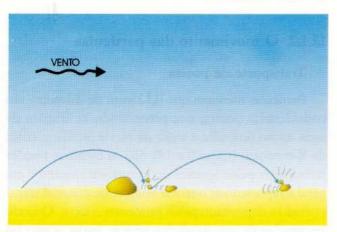



Fig. 12.7 Deslocamento de partículas por saltação e por arrasto.

quando transporta areia e poeira é que exerce papel erosivo. A abrasão produzida pelo vento assemelha-se ao processo de "jateamento e polimento com areia", utilizado na indústria para limpar, polir ou decorar diversos objetos. Por isso, as superfícies dos grãos tendem a adquirir brilho fosco, uma feição erosiva específica do vento, bem distinto do aspecto brilhante que resulta do polimento de materiais em ambiente aquático. De modo análogo são formados por abrasão os **ventifactos**, os **yardangs** e as **superfícies polidas**.

Os ventifactos são seixos que apresentam duas ou mais faces planas desenvolvidas pela ação da abrasão eólica. O vento carregado de partículas erode uma face do seixo (Fig. 12.10a), formando uma superfície plana e polida voltada para o vento (Fig. 12.10b). A turbulência gerada do lado oposto da face polida remove parte da areia, tornando o seixo instável (Fig. 12.10b). Com isso, o seixo se inclina, expondo nova face à abrasão eólica (Figs. 12.10c e d). Os ventifactos são típicos de desertos como Atacama, Taklimakan (China), Saara e Antártica (Fig. 12.11).

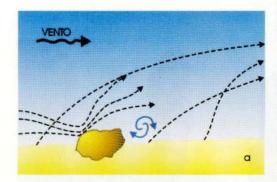
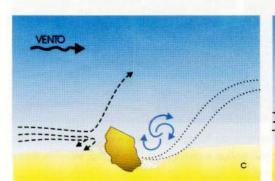
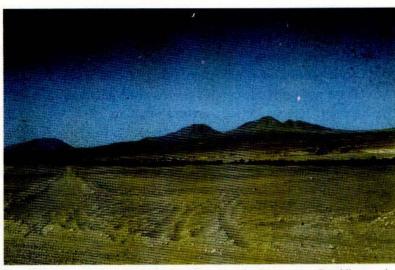



Fig. 12.8 Pavimento desértico no Deserto de Atacama, Cordilheira dos Andes. Foto: C. C. G. Tassinari.

Fig. 12.9 Oásis no deserto de Atacama, Cordilheira dos Andes. Foto: C. C. G. Tassinari.

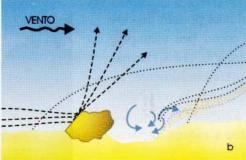
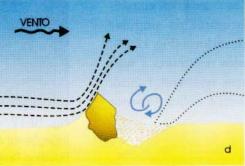



Fig.12.10 Etapas de formação de um ventifacto.

A ação erosiva do vento produz outras formas de registro como os yardangs que se assemelham a cascos de barcos virados, formados pela ação abrasiva eólica sobre materiais relativamente frágeis como sedimentos e rochas sedimentares pouco consolidados. Representam formas de abrasão importantes em diferentes áreas desérticas tais como a Bacia do Lut no sudoeste do Irã, Taklimakan na China e Atacama no Chile. Tais formas de abrasão eólica encontram-se restritas geralmente à porção mais árida dos desertos onde há pouca vegetação e o solo é praticamente inexistente.

No Brasil, embora os ventifactos sejam raros, outras formas erosivas são encontradas, muitas delas conjugadas à atividade pluvial. Quando assim ocorrem, as ações erosivas eólica e pluvial podem produzir formas específicas no relevo como, por exemplo, nos arenitos do Subgrupo Itararé em Vila Velha, Paraná. Ali, as chuvas tendem a erodir, preferencialmente, as porções argilosas desses arenitos, tornando o conjunto muito mais friável e suscetível à abrasão pelo vento, gerando formas variadas, similares a cálices, tartarugas, garrafas etc. (Fig. 12.12).

Fig.12.11 Ventifacto proveniente do Dry Valleys, Antártica, coletado por A. C. Rocha Campos. Foto: C. Juliani.

Em outro exemplo, no Parque de Sete Cidades, Piauí, a composição da rocha e as condições climáticas também são fatores importantes na singular morfologia das rochas areníticas desse local (Fig. 12.13). Neste caso, as rochas exibem maior resistência à ação erosiva por haver cimentação mais resistente (sílica). Assim sendo, a ação erosiva pluvial e eólica é menos efetiva do que em Vila Velha.

12.2.2 Registros deposicionais

O transporte e a posterior deposição de partículas pelo vento formam registros geológicos peculiares que são testemunhos desse tipo de atividade no passado. Os principais registros eólicos deste tipo são as dunas, os mares de areia e os depósitos de loess.

Dunas

Dentre as diversas formas de deposição de sedimentos eólicos atuais destacam-se as dunas. Associam-se a elas feições sedimentares tais como estratificação cruzada (Fig. 12.14) e marcas onduladas que, no entanto, não são exclusivas de construções sedimentares eólicas. Existem duas principais classificações para dunas: uma considerando seu aspecto como parte do relevo (morfologia) e a outra considerando a forma pela qual os grãos de areia se dispõem em seu interior (estrutura interna).

A classificação baseada na estrutura interna das dunas leva em consideração a sua dinâmica de formação, sendo reconhecidos dois tipos: as **dunas estacionárias** e as **migratórias**.

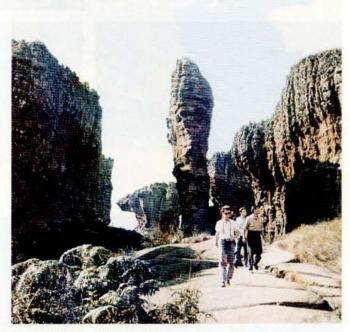



Fig. 12.12 Arenitos do Subgrupo Itararé erodidos pela conjugação da ação eólica e pluvial em Vila Velha, Paraná. Foto: Faustino Penalva.

Fig. 12.13 Feições de erosão eólica e pluvial em arenito no Parque de Sete Cidades (PI). Foto: I. D. Wahnfried.

Fig. 12.14 Estratificação cruzada em dunas do litoral de Natal (RN). Foto: J. B. Sígolo.

Dunas estacionárias (ou estáticas)

Na construção da duna, os grãos de areia (geralmente quartzo) vão se agrupando de acordo com o sentido preferencial do vento, formando acumulações, geralmente assimétricas, que podem atingir várias centenas de metros de altura e muitos quilômetros de comprimento. A parte da duna que recebe o vento (**barlavento**) possui inclinação baixa, de 5 a 15° normalmente, enquanto a outra face (**sotavento**), protegida do vento, é bem mais íngreme, com inclinação de 20 a 35° (Fig. 12.15). Essa assimetria resulta da atuação da gravidade sobre a pilha crescente de areia solta. Quando os flancos da pilha excedem um determinado ângulo (entre 20 e 35°, dependendo do grau de coesão entre as partículas) a força da gravidade supera o ângulo de atrito entre os grãos e, em vez de se acumularem no flanco da duna, os grãos rolam declive abaixo e o flanco tende a desmoronar, até atingir um perfil estável. O ângulo máximo do flanco de uma pilha de material solto estável se chama ângulo de repouso. Uma vez que dificilmente o flanco barlavento supera esse ângulo, justamente por causa do seu constante retrabalhamento pelo vento, esse fenômeno é praticamente restrito ao flanco sotavento, daí a razão de sua inclinação maior, próxima ao ângulo de repouso.

Nas dunas estacionárias a areia deposita-se em camadas que acompanham o perfil da duna. Deste modo, sucessivas camadas vão se depositando sobre a superfície do terreno com o soprar do vento carregado de partículas, partindo de barlavento em direção a sotavento, criando uma estrutura interna estratificada. Embora a sotavento da duna ocorra forte turbulência gerada pela passagem do vento, os grãos de areia permanecem agregados aos estratos em formação, o que tende a impedir o movimento da duna. Estas dunas ficam imóveis por diversos fatores, tais como aumento de umidade, que aglutina os grãos pela tensão superficial da água, obstáculos internos (blocos de rocha, troncos, etc.) ou desenvolvimento de vegetação associada à duna.

Fig. 12.15 Formação e estrutura interna de uma duna estacionária (os ângulos do barlavento e sotavento foram exagerados).

Dunas migratórias

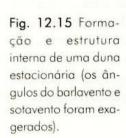
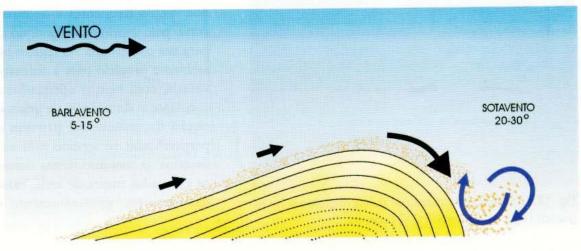



Fig. 12.16 Formação e estrutura interna de uma duna migratória (os ângulos do barlavento e sotavento foram exagerados).

À semelhança das dunas estacionárias, o transporte dos grãos nas dunas migratórias segue inicialmente o ângulo do barlavento, depositando-se, em seguida, no sotavento, onde há forte turbulência (Fig. 12.16). Desta forma os grãos na base do barlavento migram pelo perfil da duna até o sotavento. Isto gera uma estrutura interna de leitos com mergulho próximo da inclinação do sotavento. Esse deslocamento contínuo causa a migração de todo o corpo da duna.

A migração de dunas ocasiona problemas de soterramento e de assoreamento nas zonas litorâneas do Brasil, exigindo dragagem contínua para minimizar o risco ao tráfego de navios, como ocorre no porto de Natal, Rio Grande do Norte, e na Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul. Em Laguna, Santa Catarina, por exemplo, dunas migratórias, algumas com dezenas de metros de altura, invadiram e soterraram várias casas de veraneio (Fig. 12.17). Em cidades como Fortaleza, Recife, Maceió e outras da costa do Nordeste, são comuns problemas similares, em decorrência dos ventos perpendiculares à linha de costa. Ventos dominantes vindos de sudeste formam, desse modo, enormes campos de dunas migratórias que se deslocam ao longo da costa até encontrarem obstáculos como casas, fazendas, rodovias, ferrovias, lagos, etc. (Fig. 12.18). Esse fenômeno pode também desviar o curso natural de rios próximos à costa. Diferentes técnicas são utilizadas na tentativa de imobilizar dunas migratórias. A mais eficiente até o momento tem sido o plantio de vegetação psamofítica (que se desenvolve bem no solo arenoso) ou de certas gramíneas na base da duna, a barlavento. Com isso o deslocamento dos grãos é impedido e a duna torna-se estacionária (Fig. 12.19).

Fig. 12.17 Invasão de casas por dunas migratórias na região de Laguna (SC). Foto: P. C. F. Giannini.

A classificação de dunas baseada em sua morfologia inclui grande variedade de termos descritivos refletindo a diversidade de formas identificadas nos desertos e em regiões costeiras, cada qual com estrutura interna e externa próprias, sujeitas à modificação pela ação dos ventos.

Três parâmetros determinam a morfologia de uma duna: a) a velocidade e variação do rumo do vento predominante; b) as características da superfície percorrida pelas areias transportadas pelo vento e, c) a quantidade de areia disponível para a formação das dunas. As formas de dunas mais comuns são **dunas transversais**, **barcanas**, **parabólicas**, **estrela** e **longitudinais**.

Dunas transversais

A formação deste tipo de duna é condicionada por ventos freqüentes e de direção constante, bem como pelo suprimento contínuo e abundante de areia para sua construção. As regiões litorâneas constituem ambiente propício para a formação das dunas transversais, com ventos adequados aliando velocidade constante e abundância de grãos de areia. A denominação de transversal provém da sua orientação perpendicular ao sentido preferencial do vento. Em desertos, o conjunto destas dunas costumam formar os chamados mares de areia, caracterizados por colinas sinuosas, grosseiramente paralelas entre si,

Fig. 12.18 Lago entre dunas no campo de dunas de Natal (RN) (direção preferencial do vento da esquerda para a direita). Foto: J.B. Sígolo.

Fig. 12.19 Método de contenção de duna migratória com utilização de plantio de vegetação apropriada para conter a migração dos grãos (direção preferencial do vento da esquerda para a direita). Restinga da Lagoa dos Patos (RS). Foto: Zig Koch.

lembrando a morfologia revolta do oceano durante uma tempestade (Fig. 12.20).

Nas áreas costeiras os campos de dunas podem apresentar pequenos lagos de água doce, bastante conhecidos ao norte do Espírito Santo, no sul do Estado da Bahia e ao longo de toda a costa do Nordeste. Dunas transversais são também encontradas em ambientes fluviais como na Ilha do Caju, no delta do rio Parnaíba, Maranhão (Fig. 12.21).

Muitos campos de dunas desse tipo também exibem marcas onduladas abundantes (Fig. 12.21), produzidas pelo deslocamento dos grãos de areia principalmente por arrasto e saltação. Por causa de sua assimetria, essa feição permite determinar o sentido do vento predominante que a formou (do barlavento para o sotavento).

Dunas barcanas

Desenvolvem-se em ambientes de ventos moderados e fornecimento de areia limitado. Como resultado, este tipo de duna assume forma de meia-lua ou lua crescente com suas extremidades voltadas no mesmo sentido do vento. (Fig. 12.22). Essas dunas não formam campos contínuos e tendem a ser pe-

Fig. 12.20 Campo de dunas transversais (direção preferencial do vento da direita para a esquerda). Ilha do Caju, delta do rio Parnaíba (MA). Foto: R. Linsker.

Fig. 12.21 Pequeno lago represado por duna transversal exibindo marcas onduladas (direção preferencial do vento da direita para a esquerda). Campo de dunas dos Lençóis Maranhenses (MA). Foto: I. D. Wahnfried.

Fig. 12.22 Duna barcana no lado direito do campo de dunas associada a cadeias barcanóides (direção preferencial do vento da direita para a esquerda). Ilha do Caju, delta do Parnaíba (MA). Foto:R. Linsker.

quenas, não superando 50 m de altura e 350 m de largura. No Brasil, estas formas são relativamente raras. Porém no litoral, onde a vegetação limita o fornecimento de areia, formam-se cadeias de dunas similares às barcanas, que recebem o nome de **cadeias barcanóides**. Estas diferem das barcanas por ocorrerem unidas, tais como os exemplos no litoral de Laguna, Santa Catarina, ilustrados na Fig. 12.23.

Fig.12.23 Cadeias barcanóides em Laguna (SC). Foto: P. C. F. Gianinni.

Dunas parabólicas

Embora semelhantes às dunas barcanas, as dunas parabólicas diferem dessas pela curvatura das extremidades, que é mais fechada, assemelhando-se à letra U, com suas extremidades voltadas no sentido contrário do vento (Fig. 12.24a). Formam-se em regiões de ventos fortes e constantes com suprimento de areia superior ao das áreas de barcanas. São pouco comuns na América do Sul, limitando-se às zonas litorâneas. Nestas regiões, a vegetação costeira é importante no controle e evolução da construção deste tipo de duna, por ser o parâmetro que limita o fornecimento de areia.

Dunas estrela

Estas dunas são típicas dos desertos da Arábia Saudita e de parte dos desertos do Norte da África. Não são conhecidas na América do Sul. Sua formação está diretamente relacionada à existência de areia abundante e a ventos de intensidade e velocidade constantes, mas com freqüentes variações na sua direção (pelo menos três direções). O resultado é uma duna cujas cristas lembram os raios de uma estrela (Fig. 12.24b).

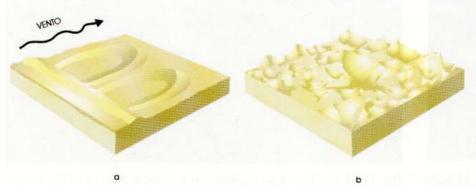



Fig. 12.24 a) Dunas parabólicas, formadas pela destruição de uma duna transversal; b) Dunas estrela.

Dunas longitudinais

Também são conhecidas como dunas do tipo *seif*, do árabe, descritas originalmente no deserto da Arábia (Fig.. 12.25). Formam-se em regiões com abundante fornecimento de areia e ventos fortes e de sentido constante no ambiente desértico ou em campos de dunas litorâneas. Podem atingir dezenas de quilômetros de comprimento e mais

Fig. 12.25 Dunas longitudinais na Ilha do Caju, delta do Parnaíba (MA). Observar as zonas de desmoronamento associadas a marcas onduladas. Foto: R. Linsker.

de 200 m de altura. Em muitos casos esse tipo de duna produz feições morfológicas similares a "cordões de areia". Contudo, em menor escala, cordões semelhantes podem também formar-se pela atividade fluvial.

Mares de areia

Este termo é empregado em desertos para grandes áreas cobertas de areia, a exemplo da Arábia Saudita, com cerca de 1.000.000 km^2 da superfície atualmente coberta por areia. Gigantescas áreas com dunas também ocorrem na Austrália e Ásia. As extensas coberturas de areia no Norte da África são conhecidas como ***ergs***.

12.3 Depósitos Eólicos Importantes na História Geológica do Planeta

Loess

Um dos mais importantes exemplos de sedimentação eólica no registro geológico consiste de sedimentos muito finos (silte e argila), homogêneos e friáveis, comumente amarelados, denominados ***loess***, do alemão. Depósitos de loess foram descritos pela primeira vez no nordeste da China, onde atingem mais de 150m de espessura, embora em média apresentem espessuras em torno de 30 m. O loess é constituído de diversos minerais (quartzo, feldspato, anfibólio, mica, argila e alguns carbonatos) e fragmentos de rocha pouco alterados. Ocorrências muito expressivas de loess afloram na Mongólia central, China, Europa e E.U.A.

Parte importante desses sedimentos é originada pela ação erosiva glacial (Cap. 11) que produz sedimentos muito finos posteriormente transportados pelo vento e depositados sobre vastas regiões.

12.4 Características Mineralógicas e Físicas dos Sedimentos Eólicos

Os sedimentos associados às atividades eólicas compõem-se quase que exclusivamente de pequenos grãos de quartzo, sendo, portanto, monominerálicos. Esta característica está ligada à abundância desse mineral nas rochas comuns da crosta continental (Cap. 2) e à sua grande resistência à alteração intempérica (Cap. 8). Há casos importantes, evidentemente, da ocorrência de outros minerais em depósitos eólicos, como nos depósitos de loess, já comentados.

As características típicas de sedimentos eólicos são facilmente observadas com uma lupa de mão. Os impactos constantes entre os grãos no ambiente atmosférico produzem brilho fosco da superfície, morfologia arredondada e alta esfericidade dos grãos. O aspecto fosco das partículas decorre da difusão da luz causada pelas minúsculas marcas de impacto deixadas nas superfícies dos grãos e difere do aspecto brilhante provocado pelo desgaste durante o transporte em ambiente aquático visto que a água, por ser muito mais densa que o ar, amortece a força dos choques entre os grãos.

Os mesmos impactos que provocam o polimento fosco das superfícies também quebram os grãos e suas arestas, diminuindo e arredondando as partículas. No caso do quartzo, mineral dominante nos sedimentos eólicos, este processo aproxima os grãos da forma esférica, já que este mineral não possui clivagem e, portanto, não apresenta planos preferenciais de quebra.

Além disso, depósitos de origem eólica exibem elevada seleção granulométrica como outra característica peculiar. Pequenas variações na velocidade do vento aumentam ou diminuem sua capacidade de transporte, restringindo o tamanho dos grãos de forma mais eficiente que o meio aquático, no qual a maior viscosidade da água atenua as conseqüências das variações de velocidade.

12.5 Registros Sedimentares Eólicos Antigos

Feições características da ação eólica podem ser reconhecidas em sedimentos antigos e rochas sedimentares, permitindo a reconstituição de diferentes paleoambientes eólicos. Por exemplo, a identificação em sedimentos antigos de estruturas internas e externas típicas das dunas atuais, tais como estratificações cruzadas, marcas onduladas, barlavento e sotavento, permite o reconhecimento de uma **duna fóssil**. Através da análise da orientação das faces barlavento e

sotavento em dunas fósseis, é possível identificar o sentido preferencial do vento na época de sua formação.

Registros eólicos são reconhecíveis na história geológica de muitas regiões do Brasil. No interior do Estado do Rio Grande do Sul, espessas camadas de arenitos, amplamente expostas em cortes das rodovias, são testemunhos de ambientes desérticos diversos durante boa parte da era Mesozóica (Figura 12.26). Registros semelhantes e pertencentes ao mesmo ambiente que dominou a região da Bacia do Paraná são observados em várias formações geológicas de outros Estados brasileiros (São Paulo, Santa Catarina, Paraná, Minas Gerais, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso), estendendo-se para o Uruguai, Paraguai e Argentina.

Fig.12.26 Duna fóssil na Formação Camaquã. Perfil na estrada Santana da Boa Vista-Caçapava do Sul (RS). Foto: R. Machado.

Leituras recomendadas

CARON, J. M., GAUTHIER, A., SCHAAF, A., ULYSSE, J. & WOZNIAK, J.. *Comprendre et Enseigner La Planete Terre.* Paris: Ophrys, 1989.

CORDANI, U. G. & SÍGOLO, J. B. Composição, estrutura interna e geologia de Marte. In: Massambani, O. & Mantovani, M. (eds.), *Marte Novas Descobertas*, São Paulo: I.A.G., 1997.

HAMBLIN, K.. *The Earth's Dynamic Systems. A Textbook in Physical Geology.* New York: MacMillan, 1989.

PRESS, F. & SIEVER, R. . *Understanding the Earth.* New York: W.H. Freeman, 1996.

SKINNER, B. J. & PORTER, S. C. . *The Dynamic Earth.* New York: J. Wiley & Sons , 1995.

12.1 Desertificação

Embora o nome seja sugestivo, o termo desertificação não retrata de forma específica os eventos dinâmicos dos desertos da superfície da Terra. Sabe-se que a formação dos desertos atuais envolveu múltiplos fatores geológicos e climáticos atuando durante longos períodos de tempo. Neste processo, continentes migraram para regiões de clima seco, comuns em zonas de baixa latitude e de alta pressão atmosférica. Este deslocamento continental expôs rochas e outros materiais superficiais a condições especiais de clima, dominadas pelos processos eólicos. Durante sua evolução, uma área desértica expande-se ou retrai-se quase exclusivamente em função de flutuações climáticas cíclicas. De modo geral, as áreas desérticas naturais (sem influência direta da atividade humana) fazem divisa com regiões de maior umidade e, conseqüentemente, de maior desenvolvimento da vegetação que inibe a expansão do deserto. Atualmente, quase sempre às margens das áreas desérticas desenvolve-se atividade humana, a qual pode acelerar a expansão da área desértica, ou seja a desertificação. Em regiões não desérticas, especialmente nos ecossistemas mais delicados e frágeis, a atividade humana pode aumentar a aridez local e levar, eventualmente, à desertificação regional. Isto aconteceu nos EUA na década de 1930 como resultado de práticas agrícolas ecologicamente agressivas que deixaram o solo exposto à dissecação. Milhões de toneladas de solos férteis foram erodidas pelo vento e redistribuídas pelo centro-oeste norte-americano em terríveis tempestades de poeira e areia. No Brasil, o desmatamento desordenado, a queima constante da madeira e mesmo as inadequadas práticas agropecuárias nas zonas de fronteiras agrícolas, como na Amazonia meridional, expõem o solo e seus constituintes, como a matéria orgânica, à rápida degradação física e química, reduzindo as condições de plantio e criando situações de estresse no ecossistema existente. Este fenômeno também tem recebido o nome de desertificação porque desequilibra o delicado balanço entre nutrientes, umidade e solos existentes nessas regiões, provocando modificações ecológicas irreparáveis que culminam em mudanças climáticas, passando de semi-úmido para árido com incrível velocidade.

13

PROCESSOS OCEÂNICOS E A FISIOGRAFIA DOS FUNDOS MARINHOS

Moysés Gonsalez Tessler

Michel Michaelovitch de Mahiques

Quem não se lembra da primeira vez em que esteve em contato com o mar, com o gosto salgado de suas águas e os movimentos de vai-e-vem das ondas?

Como é possível esquecer a forma como associamos o mar ao desconhecido, descobrindo que, quanto mais nos afastávamos da praia, mais profundo ele ficava, e os movimentos de suas águas nos expunham mais e mais ao perigo?

Será que o mar se aprofunda sempre? Como será que ele é lá no meio? A busca do desconhecido e o fascínio por um ambiente tão distinto daquele dominado pela humanidade tem, desde a Antiguidade, impulsionado a exploração e conhecimento do meio marinho.

Muito embora o ciclo das Grandes Navegações, nos séculos XV e XVI, tenha possibilitado descortinar a imensidão dos mares, e suas correntes superficiais tenham sido aproveitadas pelas frágeis embarcações de madeira que conduziram o homem ao encontro de novos continentes, foi apenas no ano de 1872 que foi lançado ao mar um navio com a missão de, pela primeira vez, estudar cientificamente os mares e sistematizar todo o conhecimento até então existente sobre os animais e plantas marinhas, a química da água do mar e a profundidade dos oceanos. Durante os quatro anos que durou a viagem de circunavegação do H.M.S. Challenger, o volume de conhecimentos foi tal que permitiu a publicação de 50 volumosos livros com os resultados das observações, coletas e análises executadas.

Devem-se à expedição Challenger, por exemplo, as primeiras informações sobre o relevo da Cordilheira Meso-Atlântica, uma elevada e extensa cadeia de montanhas, de origem vulcânica, submersa no meio do Oceano Atlântico, bem como sobre a existência de áreas profundas e planas, presentes no fundo de todos os oceanos, além de montanhas, morros isolados e vulcões submarinos.

Passado pouco mais de um século da expedição pioneira, o desenvolvimento da tecnologia de exploração do meio marinho permitiu aos navios de pesquisa oceanográfica, com suas equipes multidisciplinares, mapear os fundos marinhos, subdividi-los em grandes províncias fisiográficas, detalhar sua composição e, principalmente, compreender a origem e evolução de seu relevo extremamente variado, associando-o aos grandes processos tectônicos atuantes na crosta terrestre.

◀ Arrebentação de onda na praia. Foto: Stock Photos.

Contam-se aos milhares as vezes em que livros didáticos e científicos bombardeiam o leitor com a informação de que os oceanos cobrem cerca de 70% da superfície da Terra. Mas, que importância têm os oceanos além da imensidão de sua área? Entre outras propriedades, sabemos que os oceanos constituem um imenso reservatório de sais e gases, atuando como elemento regulador na ciclagem de um grande número de elementos no planeta. Sabemos também que os processos oceânicos figuram entre os maiores agentes transportadores de calor do planeta, controlando o clima e contribuindo para a distribuição espacial dos processos intempéricos e erosivos.

E sob o ponto de vista dos processos geológicos? Qual a importância dos fundos oceânicos no conhecimento da história evolutiva do planeta? Qual o papel dos fenômenos oceânicos na recepção e redistribuição das partículas sedimentares?

Neste capítulo, pretendemos introduzir ao leitor alguns aspectos relacionados aos processos oceanográficos e aos fundos marinhos, principalmente quanto à sua morfologia e aos materiais que os compõem. Pretendemos, ainda, analisar as características dos fundos oceânicos em função aos grandes movimentos da crosta terrestre. Finalmente, discutiremos a importância dos materiais que recobrem os fundos marinhos nos recursos minerais, bem como na reconstituição da história geológica da Terra.

13.1 O Relevo dos Oceanos

Estima-se que a área da crosta terrestre recoberta pelos oceanos represente cerca de 70% da superfície total, sendo que o Oceano Pacífico constitui o maior corpo aquoso, com área aproximada de 180 milhões de km^2, ou seja, 53% da área oceânica, seguido pelo Oceano Índico (24% em área) e o Atlântico, com cerca de 23% da área total (Fig. 13.1).

A profundidade média dos oceanos é estimada em 3.870 metros, sendo as maiores profundidades localizadas no "Challenger Deep" (11.037 metros) nas Fossas das Marianas, no Oceano Pacífico, que entre todos os oceanos é o que possui também a maior profundidade média (4.282 metros), com cerca de 87% de seus fundos localizados a profundidades superiores a 3.000 metros (Tabela 13.1). As maiores profundidades do Oceano Atlântico estão localizadas junto às fossas de Porto Rico (9.220 metros) e próximas às ilhas de Sandwich do Sul (8.264 metros), em um oceano cuja

profundidade média não ultrapassa os 3.600 metros. O Oceano Índico possui uma profundidade média de cerca de 4.000 metros e sua maior profundidade localiza-se na Fossa do Almirante (9.000 metros).

Uma análise da configuração atual do relevo da crosta terrestre presente sob a coluna de água que constitui os oceanos tem possibilitado a compartimentação dos fundos marinhos atuais em grandes unidades de relevo, moldadas tanto pelos processos tectônicos globais como pelos eventos relacionados à dinâmica sedimentar atuante nos últimos milhares de anos.

Margeando os continentes predominam relevos planos de natureza essencialmente sedimentar que constituem a **Plataforma Continental** (Fig.13.2).

As plataformas continentais constituem extensões submersas dos continentes, apresentando pequena declividade rumo ao alto mar (1:1.000). São contínuas e largas em oceanos do tipo Atlântico, como margens passivas (ver Cap. 6), a exemplo do encontrado no litoral sudeste brasileiro, onde a plataforma continental apresenta largura de mais de 160 km. Plataformas

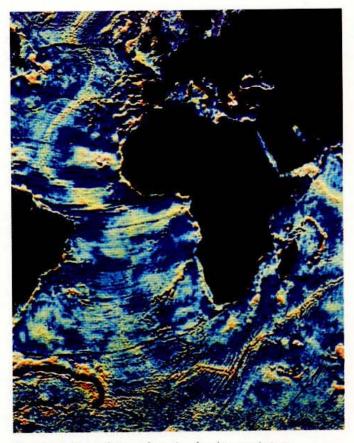



Fig. 13.1 Mapa fisiográfico dos fundos oceânicos

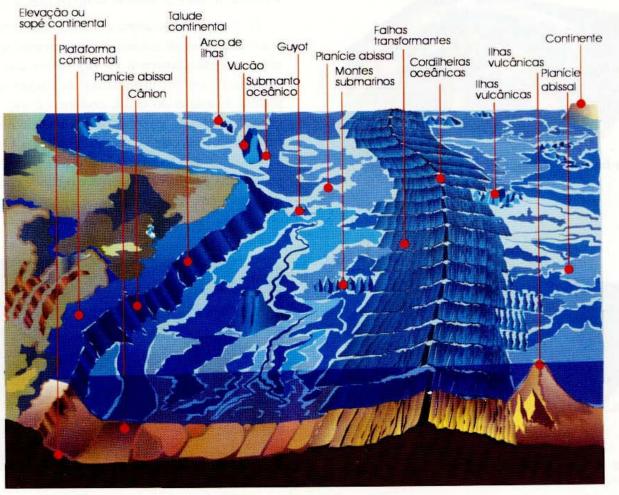



Fig. 13.2 Perfil das unidades do relevo submarino

continentais do tipo Pacífico, ocorrentes em margens tectonicamente ativas, apresentam larguras reduzidas e são ladeadas por fossas submarinas, como é observado nas plataformas continentais do Peru e do Chile.

Ao longo do Tempo Geológico, os eventos de oscilação relativa do nível do mar têm exposto, totalmente ou em parte, as plataformas continentais, transformando-as em planícies costeiras onde se estabeleceram prolongamentos da drenagem continental. Durante esses períodos, as linhas de costa foram constantemente deslocadas, resultando na construção e destruição de inúmeros ambientes costeiros, formados pela interação dos fenômenos de dinâmica marinha (ondas, marés, correntes), com os processos geológicos atuantes sobre os continentes.

Em algumas áreas do planeta, principalmente naquelas submetidas, no presente ou no passado recente, a alterações decorrentes dos fenômenos de glaciação, as plataformas continentais apresentam relevos irregulares, com amplitudes de dezenas de metros, recortados por vales profundos.

Uma análise mais detalhada das plataformas continentais evidencia a ocorrência de interrupções topográficas neste relevo plano, dadas pela presença de feições de construção biogênica (recifes, atóis), além de deformações crustais, geradas por atividades vulcânicas ou outros eventos tectônicos (Figs. 13.3).

Uma mudança acentuada na declividade do relevo marca o limite externo da plataforma continental. Esta transição, denominada **Quebra da Plataforma,** marca a passagem para o **Talude Continental** (Fig.13.2).

O Talude Continental constitui uma unidade de relevo, também de construção sedimentar, que se inclina acentuadamente (1:40) rumo aos fundos oceânicos, até profundidades da ordem de 3.000 metros. O relevo do talude continental não é homogêneo, ocorrendo quebras de declividade e também, freqüentemente, cânions e vales submersos. Os cânions submarinos são vales profundos, erodidos sobre a plataforma continental externa e o talude continental, atingindo, por vezes, até a elevação continental.

Ilha vulcânica orlada por um recife costeiro

Recife-barreira e laguna: o vulcão afundou

Atol e a sua laguna: o vulcão desapareceu

Fig. 13.3 a)Formação de um atol segundo a teoria de Darwin; b) Atol das Rocas . Foto: Carlos Sechin.

Na base dos taludes continentais, predominantemente em margens do tipo Atlântico, pode ser individualizada uma unidade de relevo irregular, construída por seqüências sedimentares, diretamente relacionadas aos processos de transporte e deposição de sedimentos que moldam as plataformas e taludes continentais, conhecida como **Elevação ou Sopé Continental** (Fig.13.2). A Elevação Continental estende-se em profundidades entre 3.000 e 5.000 metros e apresenta declividades intermediárias entre as observadas nas plataformas e nos taludes continentais. Esta feição é constituída predominantemente por depósitos de sedimentos de origem continental, muitas vezes associados a feições de deslocamento e/ou escorregamento, ou então a feições de escarpamento erosivo no Talude Continental.

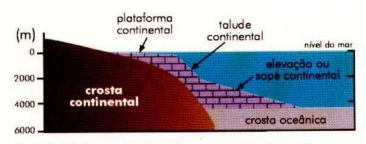



Fig. 13.4 Perfil esquemático das margens continentais

Este grande compartimento fisiográfico, formado pelas três unidades descritas acima, com estrutura crustal similar à dos continentes adjacentes, é denominado Margem Continental (Fig 13.4).

Nas margens continentais do tipo Atlântico, após a Margem Continental, desenvolve-se a **Planície Abissal** (Fig.13.2). As Planícies Abissais são áreas extensas e profundas, de relevo relativamente plano, que se estendem da base das elevações continentais até os relevos íngremes e abruptos das cordilheiras oceânicas, em profundidades superiores a 5.000 metros. Esses compartimentos, que constituem as maiores extensões territoriais dos relevos do fundo de todos os oceanos atuais, são localmente interrompidos pela presença de séries de Montes Submarinos (elevações oceânicas ligadas às cordilheiras oceânicas e às elevações continentais, com alturas entre 200 e 1.000 metros), ou ainda por Montanhas Submarinas, que são elevações isoladas, podendo apresentar mais de 1.000 metros de altura. A parte emersa das irregularidades do relevo das planícies abissais constitui as ilhas oceânicas.

Tabela 13.1 Porcentagem em área dos oceanos e compartimentos fisiográficos dos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico.

Dados Geométricos	Oceano Pacífico	Oceano Atlântico	Oceano Índico
% em área dos oceanos	53%	23%	24%
Profundidade média	4.282 m	3.600 m	4.000 m
Área da plataforma continental ($x10^6km^2$)	2.712 (1,6%)	6.080 (7,9%)	2.622 (3,6%)
Área do talude continental ($x10^6km^2$)	8.587 (5,2%)	6.578 (7,6%)	3.475 (4,7%)
Área de elevação continental ($x10^6km^2$)	2.090 (1,6%)	5.381 (6,25%)	4.212 (5,7%)

Nota: as porcentagens entre parênteses indicam a freqüência relativa do compartimento de relevo em cada oceano.

O relevo oceânico apresenta, ainda, uma importante feição presente nas zonas de subducção de placas litosféricas (veja Cap. 6), denominadas **fossa submarina**. As fossas constituem depressões alongadas e estreitas, com laterais de altas declividades.

A **Cordilheira Oceânica** (Fig.13.2) é o compartimento fisiográfico construído predominantemente pelos processos vulcânicos e tectônicos de formação de crosta oceânica, relacionados aos movimentos das placas e superpostos por processos deposicionais de oceano profundo (Cap. 6).

As Cordilheiras Oceânicas são feições longas e contínuas, fraturadas, com escarpamentos ladeados pelas planícies abissais. Este compartimento, presente em todos os oceanos, é a expressão espacial das zonas de acresção das placas litosféricas. As regiões centrais das cordilheiras oceânicas apresentam as porções de maior atividade tectônica dos fundos oceânicos atuais, com fraturamentos e intrusões de diques e soleiras de basalto, além de atividades hidrotermais.

No oceano Atlântico, a Cordilheira Oceânica, aí denominada Meso-Atlântica, ocupa a região central, partindo-o em duas porções de configuração de relevo similar. Nos oceanos Pacífico e Índico, há cordilheiras que ocupam posições marginais, bem como *rifts* que resultam do arranjo das várias placas que compõem a crosta oceânica.

13.2 A Origem e a Distribuição dos Sedimentos nos Fundos Oceânicos Atuais

A maioria das partículas geradas pelo intemperismo (Cap. 8) e erodidas (Cap. 9 a 12) nos continentes é depositada nas áreas oceânicas. No entanto, os sedimentos aí depositados, constituídos por uma grande variedade de tipos de partículas, podem também provir de outros processos (Fig. 13.5).

Fig. 13.5 Os processos de transporte e deposição de sedimentos no meio marinho.

Grande parte dos depósitos sedimentares marinhos é composta por um tipo predominante ou misturas variadas de sedimentos originários de fontes diversas, tais como os precipitados de sais a partir da água do mar (sedimentos autigênicos), conchas e matéria orgânica derivadas da vida marinha e terrestre (sedimentos biogênicos), produtos vulcânicos e hidrotermais originados das atividades magmáticas no meio marinho (sedimentos vulcanogênicos), além de uma pequena quantidade de fragmentos cósmicos, atraídos pela gravidade terrestre, que se depositam em bacias oceânicas (sedimentos cosmogênicos).

Dentre essas cinco possíveis fontes de sedimentos para os fundos oceânicos, apenas os produtos de três (terrígenos, biogênicos e autigênicos) respondem pela quase totalidade dos sedimentos recentes que recobrem as bacias oceânicas atuais.

Ao longo das margens continentais, estão depositadas predominantemente as partículas terrígenas, transportadas para o meio marinho na forma de sedimentos transportados por tração (grânulos, areias) ou suspensão (siltes, argilas) (Fig. 13.6). Apesar do predomínio de sedimentos terrígenos, em algumas áreas de margens continentais, a alta produtividade biológica ou condições físico-químicas adequadas levam à deposição de volumes significativos de sedimentos biogênicos, seja de natureza carbonática (restos de conchas e esqueletos), seja carbonosa (matéria orgânica resultante da decomposição de organismos marinhos). Depósitos de sedimentos terrígenos em áreas de bacias oceânicas são formados quase que exclusivamente por argilas transportadas em suspensão, em áreas adjacentes a desembocaduras de grandes rios, e depositadas onde a sedimentação de partículas de outras naturezas não é favorecida.

O predomínio das partículas biogênicas ocorre, porém, em assoalhos de bacias oceânicas, onde o ingresso de material terrígeno é limitado. Os sedimentos de origem biogênica são denominados genericamente de vasas, compreendendo as carapaças de constituição carbonática ou silicosa. A ocorrência de depósitos carbonáticos ou silicosos no fundo das bacias oceânicas depende de condições físico-químicas, que determinam a solubilidade da sílica ou do carbonato de cálcio, Tabela 13.2.

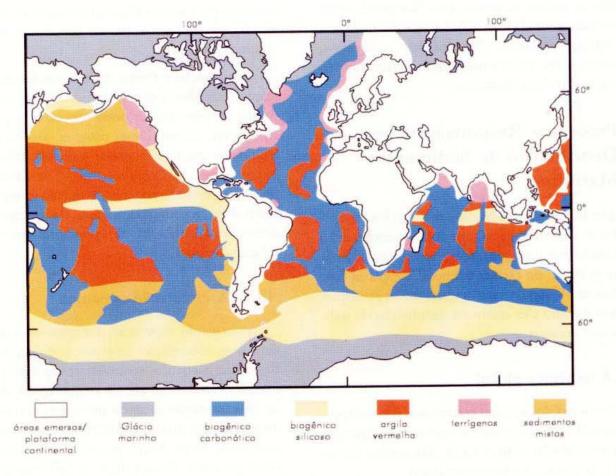



Fig. 13.6 Mapa de distribuição atual de sedimentos nos fundos oceânicos.

Tabela 13.2 Porcentagem de tipos de sedimentos que recobrem as bacias oceânicas

Sedimentos	Oceano Pacífico	Oceano Atlântico	Oceano Índico
Vasas de foraminíferos	36%	65%	54%
Vasas de diatomáceas	10%	7%	20%
Vasas de radiolários	5%	—	1%
Argilas continentais	49%	26%	25%

Fonte: Kennett, J. 1982.

Depósitos de minerais autigênicos podem ser encontrados nas margens continentais ou nos assoalhos das bacias oceânicas, porém apenas onde tenham sido criadas condições físico-químicas (temperatura, Eh, pH) adequadas à cristalização dos minerais a partir da água do mar.

Os depósitos de sedimentos vulcanogênicos predominam apenas junto às áreas de atividade magmática, tais como as cadeias oceânicas e os *"hot-spots"*, ou de atividade hidrotermal (Cap. 17). Estas áreas representam regiões restritas dos fundos oceânicos, comparativamente às dimensões dos demais compartimentos fisiográficos marinhos.

13.3 Processos Responsáveis pela Distribuição de Sedimentos Marinhos

A distribuição de sedimentos nos fundos oceânicos não é aleatória, pois obedece a um padrão determinado por uma série de processos geológicos e oceanográficos, de escalas temporal e espacial bastante distintas. Veremos a seguir quais são os principais processos e como eles atuam na distribuição de sedimentos nos oceanos.

13.3.1 A tectônica global

A Tectônica Global, cujos conceitos acham-se apresentados no Cap. 6, é o grande mecanismo responsável pela movimentação e distribuição das massas continentais e, portanto, das bacias oceânicas.

Ao longo do tempo geológico, em situações distintas de distribuição de massas continentais e, portanto, de oceanos, a circulação oceânica foi diferente da atual, levando ao desenvolvimento de processos oceanográficos e de deposição de sedimentos bastante diversos dos atuais (Figs. 13.7 - a,b,c,d,e).

Além disso, os processos de formação e subducção de placas levaram ao desenvolvimento das grandes unidades do relevo oceânico, tais como as dorsais oceânicas, associadas a zonas de fraturas, e as margens continentais ativas.

A orientação e forma dessas grandes unidades de relevo controlam a circulação oceânica, que é uma das principais responsáveis pelos processos deposicionais em oceano aberto. Desta maneira, são os processos tectônicos que irão controlar a distribuição da maior parte dos principais tipos de sedimentos (vulcanogênicos, terrígenos, biogênicos, autigênicos). Além disso, a configuração atual das bacias oceânicas determina a distribuição dos principais sistemas de circulação oceânica.

13.3.2 A circulação oceânica

A circulação superficial dos oceanos é um importantíssimo mecanismo de controle e distribuição dos fluxos de partículas sedimentares que recobrem os fundos oceânicos atuais. Esta circulação é determinada pela interação entre os processos atmosféricos, a disposição das massas continentais e o movimento de rotação da Terra. Assim, no hemisfério norte, a circulação oceânica de superfície se processa no sentido

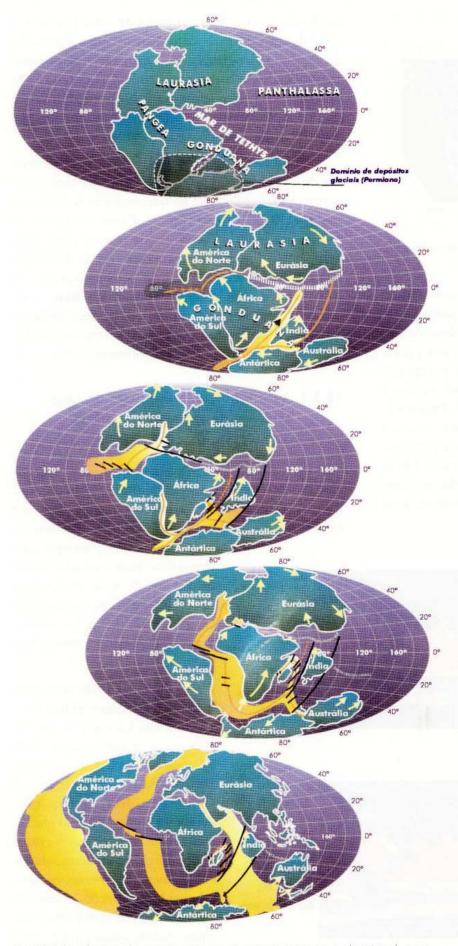



Fig.13.7 Distribuição de massas continentais e oceânicas a partir do início da separação dos continentes até o Recente.

horário e no hemisfério sul, no sentido anti-horário. Por exemplo, no Atlântico Sul, desenvolve-se um fluxo principal a partir do deslocamento da Corrente de Benguela, de águas frias, ao longo da costa africana, até a altura de Angola. À medida que vai atingindo latitudes menores, este fluxo vai ganhando calor e, nas proximidades do Equador, desloca-se para oeste, gerando a Corrente Sul Equatorial, que se desloca até o litoral nordestino brasileiro. A partir daí, desenvolve-se, ao sul, a Corrente do Brasil, de águas quentes, que se estende por quase toda a margem continental brasileira. Esta distribuição de águas quentes e frias condiciona fortemente a produtividade biológica na costa africana, com abundante produção de matéria orgânica e deposição da mesma nos sedimentos. Por outro lado, as águas quentes da Corrente do Brasil, se não favorecem a **Produção Primária**, são responsáveis pela manutenção dos extensos depósitos carbonáticos da costa leste e nordeste brasileira.

A **Circulação Termohalina** é a circulação induzida pela mudança de densidade, determinada pelas variações de temperatura e salinidade da água do mar, sendo a grande responsável pela circulação oceânica de profundidade. Tem como origem a fusão de gelo das calotas polares, com a conseqüente formação de águas muito frias e, portanto, mais densas, e um deslocamento em direção a latitudes mais baixas. Este deslocamento leva, por sua vez, à movimentação lateral e vertical de massas d'água de densidades menores e ao seu arranjo, segundo a latitude e a profundidade (Fig. 13.8).

Além de apresentar fluxo intenso o bastante para promover a erosão de fundos marinhos e a redistribuição de sedimentos previamente depositados, a circulação termohalina controla, físico-quimicamente, a deposição de partículas no fundo oceânico. Há uma forte dependência entre a solubilidade iônica e a temperatura. No caso dos oceanos, o

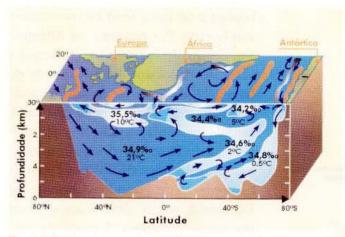



Fig. 13.8 O esquema de circulação termohalina no Oceano Atlântico.

exemplo mais evidente está relacionado à solubilidade do carbonato, que representa a base das partes duras de um sem número de organismos marinhos. Assim, dependendo da temperatura da água do fundo, pode ser que não ocorra a deposição das carapaças carbonáticas, após a morte dos organismos, devido à sua solubilização. Definimos o conceito de **Profundidade de Compensação do Carbonato** como a profundidade limite, determinada pela temperatura, abaixo da qual o carbonato será solubilizado. Desta maneira, pode-se compreender que, mesmo em áreas de alta produção biológica, se a temperatura da água de fundo estiver baixa o bastante para permitir a solubilização do carbonato, não haverá a formação de depósitos biogênicos carbonáticos. Nos oceanos circumpolares, as baixas temperaturas, associadas à alta produção biológica, levam à formação predominante de depósitos biogênicos silicosos, constituídos por esqueletos de Diatomáceas e Radiolários.

Os processos gravitacionais associados às **Correntes de Turbidez** são os mecanismos mais efetivos na construção de cânions e na transferência de sedimentos para o oceano profundo. Essas correntes se projetam, a partir da borda da plataforma e do talude continental, a velocidades proporcionais às diferenças de densidades entre o fluxo e o meio aquoso e à declividade do talude. Os depósitos sedimentares associados às correntes de turbidez são denominados turbiditos e podem recobrir extensas áreas dos fundos oceânicos próximos às margens continentais (Fig. 13.5).

13.3.3 As mudanças climáticas de larga escala e as variações relativas do nível do mar

O registro geológico revela que o planeta está sujeito a importantes mudanças climáticas, que têm como causas principais fatores astronômicos, atmosféricos e tectônicos. As mudanças climáticas, com registros de períodos glaciais e interglaciais, têm reflexo marcante, não apenas no volume de água armazenada nas bacias oceânicas, mas também em grandes modificações nos sistemas de circulação oceânica (Fig. 13.9).

É sabido que o último evento glacial com alcance global teve seu máximo há cerca de 18.000 anos e que o aprisionamento de água nas calotas levou a um abaixamento do nível do mar em até 160 metros. Isto significa que, durante o último máximo glacial, quase todas as áreas que formam as plataformas continentais atuais encontravam-se emersas, ou seja, submetidas a condições ambientais completamente diferentes das atuais. Assim, a maioria dos grandes rios transportava sua carga de

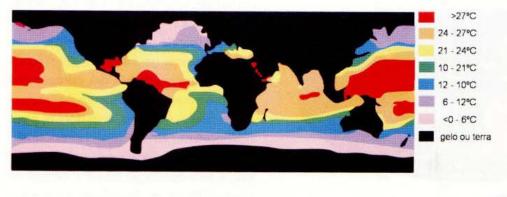
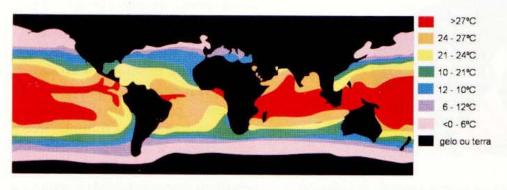



Fig. 13.9 Mapa das temperaturas oceânicas durante o máximo glacial há 18.000 anos.

13.1 Por que a água do mar é salgada?

A água do mar é uma solução rica em sais, com 85% de cloreto de sódio (NaCl), também conhecido como sal comum, ou sal de cozinha.

São duas as principais hipóteses sobre as fontes de enriquecimento de sais para a água do mar, sem que a ocorrência de uma delas possa significar a ausência da outra.

A primeira delas, a mais conhecida, e que durante longo tempo se acreditou ser a única, é da origem desses sais a partir da dissolução das rochas da superfície terrestre e de seu transporte pelos rios até os oceanos. Porém, a análise comparativa entre os sais dissolvidos transportados pelos rios e a composição dos sais presentes na água do mar demonstra que nem todo sal existente poderia ter se originado só através deste processo.

A segunda hipótese está ligada aos processos vulcânicos existentes nos assoalhos marinhos. As lavas originárias do manto trazem diretamente ao oceano **água juvenil**, ou seja, água contida nas camadas interiores do planeta e que nunca esteve na forma líquida na superfície da Terra. Esta água juvenil contém, em solução, vários constituintes químicos como cloretos, sulfatos, brometos, iodetos, carbono, cloro, boro, nitrogênio e muitos outros.

Fig. 13.10 Depósitos de evaporitos no Mar Morto.

Além disso, devido ao calor do magma, a água fria dos fundos dos oceanos, ao percolar as rochas do assoalho, se aquece, ao mesmo tempo que troca elementos químicos com o meio rochoso. Ao ascender, integra-se ao ambiente oceânico (ver Cap. 17).

As interações entre os constituintes químicos dissolvidos através de um conjunto de complexos processos, envolvendo trocas entre oceanos, atmosfera, fundos marinhos, rios, rochas da superfície, magma, etc., originam um balanço geoquímico estável do meio marinho, fazendo com que a quantidade de sais dissolvidos mantenha-se constante por décadas, séculos, milênios.

Muito embora a concentração salina e a dinâmica dos oceanos não favoreça a deposição de sais, em condições particulares, quando ocorre a livre circulação das águas, como nos mares internos, ou onde os eventos de evaporação superam os de recarga de água, poderá ocorrer a deposição dos sais dissolvidos na água do mar nos fundos marinhos. Estes depósitos salinos formados preferencialmente em lagunas e mares reliquiares são denominados genericamente evaporitos (Figs. 13.10 a e b), sendo o Mar Morto uma das áreas mais evidentes da formação atual destes depósitos. (Fig. 13.11). Ali, a salinidade das águas é dez (10) vezes superior a qualquer outro oceano com altas concentrações de magnésio, sódio, potássio e brometos.

Fig. 13.11 Vista do Mar Morto. Fotos: Wilson Teixeira.

Por causa desses sais, as águas do Mar Morto são ricas em propriedades terapêuticas no caso de várias doenças de pele e problemas respiratórios.

O Mar Morto localiza-se na maior cavidade tectônica do planeta, a cerca de 395 metros abaixo do nível do mar atual.

sedimentos diretamente até o talude, levando a uma maior deposição de sedimentos terrígenos nas partes mais profundas dos oceanos.

Mudanças climáticas implicam, também, alterações na umidade relativa e na pluviosidade sobre áreas continentais, o que influencia diretamente o intemperismo, a erosão e o aporte de sedimentos terrígenos para os oceanos.

13.3.4 Os processos hidrodinâmicos em áreas costeiras e plataformas continentais

Os fundos marinhos de áreas costeiras e as plataformas continentais são as porções dos oceanos onde as interações entre os processos astronômicos, meteorológicos e oceanográficos com os processos sedimentares são mais intensas. Nessas áreas, além dos fenômenos analisados acima, ocorre também a ação de três processos hidrodinâmicos que têm papel fundamental nos mecanismos de erosão, transporte e deposição de sedimentos: as **ondas**, as **marés** e as **correntes costeiras**.

As ondas oceânicas são as grandes responsáveis pela remobilização de sedimentos nas plataformas continentais e na formação das praias (Fig. 13.12). Para entender sua ação sobre os processos de sedimentação, é importante compreender a movimentação de uma partícula de água em uma onda.

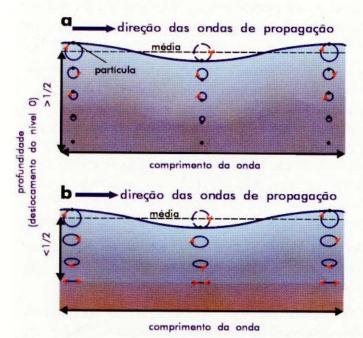



Fig. 13.12 Esquema de movimentação de onda em a) águas profundas e b) águas rasas.

A maioria das ondas que atinge a costa é gerada em zonas de alta pressão atmosférica, no meio dos oceanos, propagando-se, a partir daí, em direção aos continentes. A rigor, não ocorre transporte de massa pela onda, mas de energia. Por outro lado, ao se observar o comportamento de uma partícula de água, próximo à superfície da água, em uma onda de mar aberto, verifica-se que esta exerce um movimento orbital, quase circular. Partículas localizadas abaixo da superfície irão também executar este movimento, porém com raios progressivamente menores, até que, a uma profundidade equivalente à metade do comprimento de onda da onda gerada, não haverá mais movimento orbital da partícula de água.

À medida que ondas de superfície, geradas em mar aberto, se propagam em direção às áreas mais rasas, elas passam a sofrer um processo de modificação, determinado por sua interação com o fundo marinho. A profundidade na qual se inicia essa interação é aproximadamente equivalente à metade do comprimento de onda das ondas incidentes (Fig. 13.12). Esta profundidade é considerada como o limite exterior da plataforma continental interna, sendo também denominada nível de base das ondas.

Ao se aproximar de áreas mais rasas, o movimento das partículas de água nas ondas, originalmente circular, passa a elíptico, apresentando, junto ao fundo, um movimento que se assemelha a um vai-e-vem no sentido de propagação da onda. Sob o ponto de vista da dinâmica sedimentar, esta movimentação pode ser suficiente para não permitir que partículas finas (areias muito finas, siltes e argilas) possam ser depositadas, levando a uma deposição preferencial de frações granulométricas mais grossas (areias médias e grossas) nos fundos dominados por ondas.

Ao atingir áreas de profundidades menores que 1/25 do seu comprimento de onda, a diminuição das velocidades orbitais, junto ao fundo, em comparação com a superfície, faz com que a onda perca o equilíbrio, ocorrendo a arrebentação. Existem três tipos de arrebentação mais evidentes (Fig. 13.13), definidos pela forma e energia das ondas incidentes e pela topografia da zona costeira na qual a onda incide. A arrebentação ascendente ocorre em fundos de alta declividade. A arrebentação mergulhante ocorre em fundos de declividade média, quando as cristas das ondas se rompem após formarem um enrolamento em espiral. Finalmente, a arrebentação deslizante ocorre nas regiões de topografia de fundo mais suave, quando as ondas quebram percorrendo uma grande distância (Fig. 13.14).

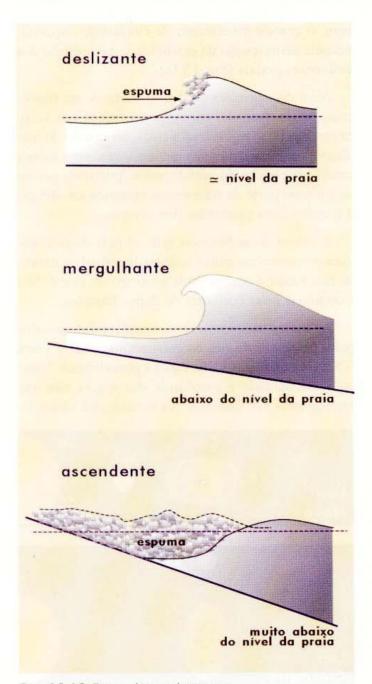



Fig. 13.13 Tipos de arrebentação.

Em zonas preferenciais de deposição de sedimentos, como resultado dos processos de arrebentação de ondas, desenvolve-se o ambiente praial. **Praias** podem ser conceituadas como ambientes sedimentares costeiros, formados mais comumente por areias, de composição variada (Fig. 13.15). O limite externo da praia é marcado pela ocorrência de uma feição de fundo, formada pelo início do processo de arrebentação. Seu limite interno consiste na zona de máxima incidência de ondas de tempestade (**berma**).

Em um ambiente praial, após a arrebentação, ocorre a zona de surfe e, após esta, a zona de espraiamento.

Os processos de incidência de ondas sobre as praias levam à formação de feições topográficas características de cada um dos processos descritos acima. A morfologia dos perfis praiais depende da geomorfologia costeira e mais ainda da interação entre "o clima de ondas" e a granulometria dos sedimentos. Conseqüentemente, os perfis praiais sofrem variações temporais em função das alternâncias das condições de tempo bom (acresção) e de tempestade (erosão).

Fig. 13.14 Arrebentação tipo deslizante. Foto: S. C. Goya.

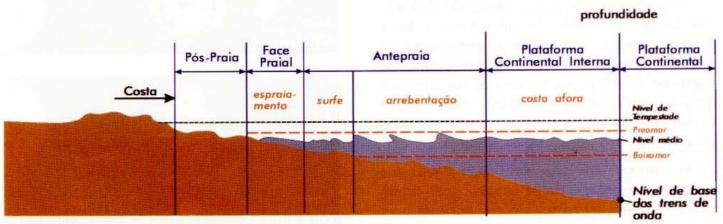



Fig. 13.15 Perfil esquemático da topografia praial

Fig. 13.16 Ação de correntes de deriva (Cananéia, SP). Fonte: INPE/Ministério da Ciência e Tecnologia.

Quando de sua incidência em situação não normal à linha de costa, a ação das ondas leva ao desenvolvimento de dois tipos de transporte de sedimento. Um, unidirecional, paralelo à linha de costa, é devido à corrente longitudinal, também chamada corrente de deriva litorânea, presente entre a zona de arrebentação e a zona de espraiamento. O outro tipo corresponde ao transporte de sedimentos na zona de espraiamento, por ação combinada do espraiamento com o refluxo da onda. Destes dois tipos, resulta um padrão de deslocamento do tipo ziguezague ou serrilhado.

As correntes costeiras constituem alguns dos mais importantes agentes de remobilização de sedimentos. Essas correntes são responsáveis pelo transporte de material ao longo da costa, a partir de uma fonte, tal como um rio. Constituem, também, o grande mecanismo de circulação responsável pela manutenção da estabilidade e equilíbrio dos ambientes praiais (Fig. 13.16).

Além das correntes de deriva, ocorrem, em regiões costeiras, as chamadas correntes de retorno, que constituem um fluxo transversal à costa, no sentido do mar aberto; estas correntes são, muitas vezes, associadas a canais ou cânions de plataforma e, portanto, permitem o transporte de sedimentos costeiros em direção a porções mais profundas dos oceanos.

A pluma de sedimentos que sai pela desembocadura do sistema costeiro, Cananéia, litoral sul do Estado de São Paulo, é transportada ao longo do litoral (Ilha Comprida) pelas correntes de deriva litorânea.

As marés são fenômenos ondulatórios, gerados pelos processos de atração gravitacional entre a Terra, o Sol e a Lua (Fig. 13.17). Tanto a periodicidade quanto a intensidade e amplitude das marés não são homogêneas nos oceanos. Na verdade, há vários fa-

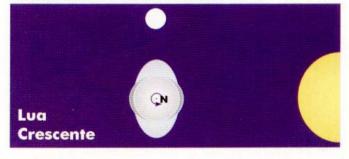



Fig. 13.17 Ação do sol e da lua sobre as marés.

tores influentes nas características das marés de uma área, tais como as características morfológicas da bacia oceânica e a distância entre esta área e o **ponto anfidrômico** (ponto onde não há maré, a partir do qual se distribuem as linhas de mesma amplitude de maré).

A amplitude das marés pode variar de alguns centímetros a mais de dez metros, fazendo com que o efeito da maré sobre os processos sedimentares seja extremamente variável. De qualquer modo, é importante observar que existem, mesmo em áreas de plataformas continentais com amplitudes de maré inferiores a 2 metros (regime de micromarés), componentes das correntes junto ao fundo que podem ser atribuídos às marés, e que possibilitam o transporte de sedimentos perpendicularmente e longitudinalmente à costa (Fig. 13.18).

As marés também exercem importante papel na configuração e dinâmica de todas as desembocaduras fluviais, podendo formar ambientes conhecidos como **estuários**, que constituem algumas das áreas de maior importância para o crescimento de espécies de organismos marinhos de interesse comercial (Fig 13.19).

Fig. 13.18 Ação das marés. Monte Saint Michel (França). Foto: Michael St. Maur Sheil/Corbis/Stock Photos.

Fig. 13.19 Ambiente estuarino (Cananéia, SP).

13.4 A Fisiografia da Margem Continental Brasileira e o Fundo Oceânico Adjacente

As margens continentais brasileiras, as bacias sedimentares costeiras de idades mesozóico-cenozóicas e os fundos oceânicos adjacentes têm sua história evolutiva diretamente vinculada aos fenômenos tectônicos que deram origem ao Oceano Atlântico Sul, a partir da separação dos continentes africano e sul-americano. As bacias sedimentares brasileiras evidenciam os quatro estágios básicos da formação do Atlântico Sul, a saber: pré-*rift*; *rift*; proto-oceânico e oceânico (Cap. 6).

A fase de pré-abertura (pré-*rift*) caracteriza-se pela intumescência e distensões da crosta continental associadas a atividades magmáticas e vulcânicas. A evolução desses processos resultou no aparecimento de fraturamentos e falhas normais gerando estruturas do tipo ***graben*** e ***horst***, associadas a atividades vulcânicas constituindo o estágio denominado *rift*.

O prosseguimento dos esforços tensionais provoca a derradeira separação crustal, com acresção de material proveniente do manto, evoluindo para a formação de uma nova crosta (crosta oceânica) e o aparecimento de um novo oceano (estágios proto-oceânico e oceânico).

A configuração do litoral brasileiro resulta da interação, durante um longo período de tempo, entre processos geológicos, geomorfológicos, climáticos e oceânicos. Verifica-se, em direção ao sul do Brasil, uma diminuição progressiva da importância da maré, paralelamente ao aumento da importância das ondas como o principal agente dinâmico dos ambientes costeiros. Esta transição faz com que haja diferenças bastante significativas nas características do litoral brasileiro.

Tradicionalmente, o litoral brasileiro é dividido em cinco grandes compartimentos: Norte, Nordeste, Leste ou Oriental, Sudeste ou das Escarpas Cristalinas e Sul. O compartimento Norte vai do extremo norte do Amapá até o Golfão Maranhense (Maranhão). Neste trecho da costa, a amplitude da maré, que pode chegar a mais de 12 metros, favorece o desenvolvimento de extensos manguezais. Além disso, grande parte deste litoral é formada por costas lamosas, cujos sedimentos são originados da descarga do rio Amazonas, cuja média da descarga sólida total para o oceano Atlântico é aproximadamente igual a 1227.10^6 t/ano.

13.2 Oceanos: fonte de alimento

Desde a pré-história, a humanidade tem aproveitado recursos vivos dos oceanos, especialmente peixes, como uma fonte inesgotável de alimentos para seu sustento.

Os ecossistemas costeiros e oceânicos contêm grande parte da biodiversidade do planeta, e vêm sofrendo os mais diversos tipos de pressão, especialmente de origem antrópica, gerando sensíveis reduções na abundância dos recursos pesqueiros o que representa uma séria ameaça ao desenvolvimento sustentável.

A cadeia alimentar, ou o ciclo de vida marinho, é profundamente dependente dos organismos fitoplanctônicos que, usando o gás carbônico e os nutrientes contidos na água do mar, sintetizam a maior parte dos compostos orgânicos necessários à existência da vida marinha. Esses microorganismos constituem o primeiro nível da cadeia alimentar do meio marinho, apresentando maior abundância na superfície dos oceanos até a profundidade máxima de penetração da luz solar (40-50 metros de profundidade), a **camada fótica**.

Desta forma, muito embora as áreas compreendidas pelas plataformas continentais representem, em superfície, apenas uma pequena porcentagem dos oceanos, elas são responsáveis por mais de 90% de toda a proteína animal retirada dos oceanos pela atividade econômica humana.

De forma simplificada, o segundo nível da cadeia alimentar dos oceanos é representado pelos animais herbívoros, que também vivem na zona fótica e que se alimentam do fitoplâncton. Os carnívoros menores (sardinhas, anchovas, etc.) que se nutrem dos herbívoros compreendem o terceiro nível da cadeia alimentar.

Este terceiro nível é formado principalmente por organismos que possuem locomoção própria, nécton, e que ocupam todos os ambientes dos oceanos desde as regiões próximas às costas (ambiente **nerítico**) até as grandes profundidades, compreendendo os ambientes **hemipelágicos** (zona **batial**) e os **pelágicos** (zonas **abissal** e **hadal**) (Fig. 13.20).

Fig. 13.20 Ambientes marinhos.

Os carnívoros do 3º e 4º níveis (carnívoros maiores) servem de alimento para o ser humano, que pode ser entendido nesta simplificação da cadeia alimentar do meio marinho como o quinto (5º) e último elo da cadeia alimentar dos oceanos.

A partir da transformação dos processos artesanais de pesca para os processos industriais, a explotação de recursos vivos marinhos tem resultado em um grande incremento da produção pesqueira, especialmente de algumas espécies, visto que, das mais de 25.000 espécies conhecidas do meio marinho, não mais do que 300 são aproveitadas comercialmente para o consumo humano ou na indústria de transformação como proteína concentrada (farinha de peixe) para ração animal. (Fig. 13.21).

De acordo com a FAO foram pescadas, em 1997, cerca de 75.500.000 toneladas de peixes marinhos, sendo que o Brasil contribuiu com apenas 480.000 toneladas. Dados mais recentes obtidos pelo Projeto REVIZEE (Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva) indicam, para o Brasil, uma potencialidade para os recursos pesqueiros marinhos da ordem de 1,5 milhões de t/ano, com os desembarques efetivos da pesca nacional em valores abaixo das 700.000 toneladas anuais.

As características tropicais e subtropicais das regiões da margem continental brasileira são limitantes à abundância de grandes estoques pesqueiros, mas permitem a existência de espécies bem variadas.

Na região Sul, predominam a merluza, a corvina, a pescada, havendo também um grande estoque de camarão. No Centro-Sul, são mais comuns a sardinha e o camarão. Nas regiões Nordeste e Norte, predominam as lagostas e o pargo, além do atum e do peixe-voador.

A pesca predatória e a ausência de medidas de ordenamento eficientes à indústria pesqueira têm ocasionado, na última década, uma diminuição dos estoques de recursos vivos do meio marinho, o que poderá ser superado com a limitação da pesca de determinadas espécies em volumes e em períodos definidos do ano e principalmente através do desenvolvimento de técnicas de aqüicultura, que consistem em controlar diretamente o crescimento e a reprodução de organismos marinhos confinados. Embora ainda de aplicação limitada, a aqüicultura já é responsável por cerca de 3% da produção e consumo mundial de peixes marinhos.

Fig. 13. 21 Arte da pesca. Foto: Alessandro A.R. Athiê.

A descarga sólida total de sedimentos dos sistemas fluviais para os oceanos, na superfície do planeta, está entre 15.000×10^6 a 20.000×10^6 t/ano. Desta forma, o rio Amazonas contribui com uma carga de sedimentos entre 7% e 9% para os oceanos e com cerca de 10% do total de água doce.

O litoral Nordeste ou Litoral das Barreiras caracteriza-se pela presença, junto à costa, de tabuleiros terciários da Formação Barreiras estendendo-se até a baía de Todos os Santos, Bahia (Fig.13.22). É um setor da costa dominado pelo clima seco, principalmente ao norte do Rio Grande do Norte, e por uma tendência marcada de processos erosivos da costa.

O compartimento Leste ou Oriental tem o Cabo Frio (Rio de Janeiro) como seu limite sul. É um trecho do litoral brasileiro marcado pela desembocadura de alguns grandes rios (Doce, Jequitinhonha) e pela formação de extensas planícies de idade quaternária. Merece destaque, neste trecho, a ocorrência dos bancos de Abrolhos, construídos por organismos com estrutura carbonática sobre elevações de natureza vulcânica mais antiga. Na plataforma de Abrolhos, formações calcárias constituem um relevo irregular com **parcéis** e **cabeços** pontiagudos que atingem a superfície do mar.

Do Cabo Frio até o Cabo de Santa Marta (Santa Catarina), desenvolve-se o litoral Sudeste, também denominado Litoral das Escarpas Cristalinas. É marcado pelas encostas da Serra do Mar próximas à costa, favorecendo o desenvolvimento de pequenas planícies costeiras ou de praias de bolso entre costões rochosos.

O litoral Sul prolonga-se até o limite meridional do território brasileiro (Chuí, RS) em uma linha de costa retilínea, desenvolvida a partir de uma sucessão de cordões arenosos, depositados em períodos de nível de mar mais altos que o atual. Essas seqüências de cordões levaram ao desenvolvimento de vários ambientes lagunares, destacando-se as lagunas dos Patos e Mangueira.

Geomorfologicamente, o Atlântico Sul tem sido dividido em três grandes domínios fisiográficos: Margem Continental, Assoalho das Bacias Oceânicas e Dorsal Meso-Atlântica.

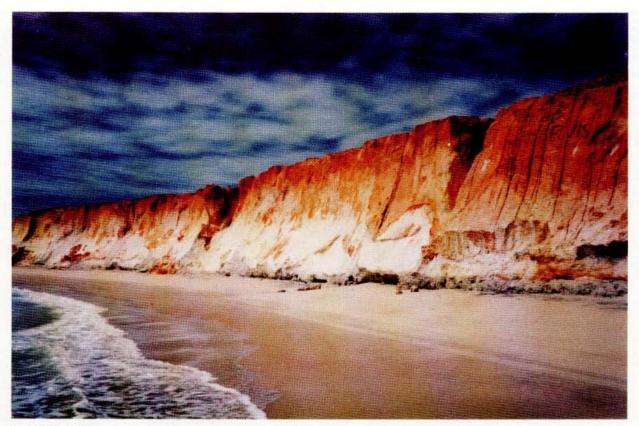



Fig.13.22 Afloramento da Formação Barreiras.

13.4.1 A margem continental

Constitui a unidade de transição entre o continente emerso e o assoalho oceânico, abrangendo uma subdivisão longitudinal à costa em três províncias bem individualizadas – plataforma continental, talude continental e elevação ou sopé continental. Este domínio marca o limite entre a crosta continental e a crosta oceânica e suas províncias são geneticamente relacionadas aos continentes. A Margem Continental Brasileira (Fig. 13.23) é subdividida em três grandes setores, transversalmente à costa: Norte ou Equatorial, do Cabo Orange (AM) até o Cabo Calcanhar (RN); Leste, do Cabo Calcanhar até Vitória (ES); e Sul, de Vitória até o extremo sul brasileiro. Estas subdivisões foram elaboradas principalmente a partir das características topográficas mais peculiares de cada setor e, secundariamente, das diferenciações genéticas e estruturais entre cada segmento da margem continental. Essas peculiaridades resultaram, por sua vez, em uma evolução sedimentar particular para cada um dos setores.

A Plataforma Continental Brasileira apresenta suas maiores dimensões junto à foz do rio Amazonas, com larguras de cerca de 350 km, na região de Abrolhos (246 km), e ao longo de todo o setor sul, onde atinge cerca de 200 km na área entre Santos e Cananéia (SP).

A Margem Continental Sul possui um espesso pacote de sedimentos terrígenos. A presença de um complexo serrano junto à linha de costa, representando um declive acentuado entre a área emersa e a área oceânica, associada a uma contínua e prolongada subsidência da área marinha, originou a formação dessa seqüência sedimentar. Esta deposição, avançando continuamente mar adentro, resultou no estabelecimento de uma plataforma larga com uma suave transição para o talude continental.

A plataforma Leste, gerada mais recentemente que a plataforma Sul, durante o evento de formação do Atlântico Sul, apresenta largura reduzida, atingindo um mínimo de 8 km de largura defronte a Salvador (BA), onde ocorre uma transição plataforma – talude continental situada a pequenas profundidades, com uma contribuição de sedimentos terrígenos pouco expressiva na modelagem do relevo submarino. Esta pequena contribuição de sedimentos terrígenos, associada às características da circulação oceânica, com massas d'água de temperatura elevada e salina, implicaram o desenvolvimento de extensas formações calcárias de algas e corais e no predomínio de sedimentos biogênicos.

A transição entre a plataforma e o talude continental, conhecida como quebra da plataforma, também é

Fig. 13.23 A topografia e a compartimentação geomorfológica da margem continental brasileira e dos fundos oceânicos adjacentes.

diferenciada em cada setor, estando localizada entre as **isóbatas** de 75 e 80 metros no setor Norte, 40 e 80 metros no setor Leste e até 160 metros no Setor Sul. Esta transição é recortada por cânions e canais, testemunhos de drenagens desenvolvidas quando o nível do mar está mais baixo, ou por depressões originadas a partir do deslocamento de sedimentos, como fluxos de massa subaquosos, do talude superior para o oceano profundo. A distribuição dessas feições ao longo do talude continental brasileiro é descontínua, e a aparente falta de conexão entre a drenagem continental atual e os vales e cânions da borda superior do talude continental sugerem a inatividade atual de algumas dessas feições como elemento de transferência da carga de sedimentos terrígenos para o oceano profundo.

O talude continental apresenta declividades acentuadas (4° a 12° em sua porção superior e 1,5° a 2° na inferior) e alcança, na margem continental brasileira, profundidades entre 2.000 e 3.200 metros; no Norte, entre 1.600 e 3.600 metros; no Leste, entre 2.000 e 3.000 metros no Sul.

Em trechos ao longo de todo o talude continental, os relevos acentuados são substituídos por níveis menos inclinados, sub-horizontais, formando **platôs** ou **terraços marginais**. Os platôs marginais mais proeminentes da margem continental brasileira encontram-se na margem Leste (Platô do Rio Grande do Norte e Platô de Pernambuco) e na margem Sul (Platô de São Paulo).

A Elevação Continental ou Sopé Continental é a província fisiográfica mais desenvolvida da margem continental brasileira. Sua cobertura sedimentar é constituída predominantemente por sedimentos terrígenos, provenientes da plataforma continental, transportados e depositados por fluxos gravitacionais de massa (deslizamentos, correntes de turbidez) da borda externa da plataforma e do talude continental. A elevação continental do Atlântico Sul oriental desenvolve-se a profundidades que variam de 2.000 a cerca de 5.000 metros de profundidade. Na porção externa da margem continental brasileira (talude e elevação continental), destacam-se duas marcantes feições: o cone submarino do Amazonas, ao norte, e o cone do Rio Grande, ao sul.

O cone do Amazonas abrange uma área que se estende da borda externa da plataforma continental até a elevação continental, ao largo da costa do Amapá, projetando-se por cerca de 700 km para norte, atingindo profundidades entre 4.750 e 4.850 metros na planície abissal de Demerara. O cone de Rio Grande, de menor expressão, se desenvolve desde a borda da plataforma do Rio Grande do Sul até profundidades de 4.000 metros.

Assim como as feições atuais do relevo de fundo, a distribuição dos sedimentos que recobrem a plataforma continental brasileira tem seus processos evolutivos intimamente relacionados às variações relativas do nível do mar, ocorridas ao longo do Quaternário, que foram responsáveis pela redistribuição da cobertura sedimentar inconsolidada dos fundos marinhos, desde o último grande evento glacial ocorrido há cerca de 18.000 anos. Em conseqüência, ocorreu um rebaixamento do nível do mar em cerca de 110 metros, expondo à atmosfera quase toda a Plataforma Continental Brasileira, deslocando progressivamente a linha de costa e os ambientes costeiros em direção ao oceano profundo (**regressão marinha**). Esses ambientes costeiros, relativamente planos e predominantemente arenosos, dissecados por uma rede de drenagem que avançou sobre a plataforma, acompanhando o recuo relativo do nível marinho, foram remodelados no evento subseqüente de subida do nível do mar.

Feições resultantes dessa modelagem são encontradas na plataforma continental brasileira, onde escarpas, terraços e paleolagunas representam remanescentes de antigas linhas de costa, construídas em períodos de estabilização do nível relativo do mar durante o processo de subida do nível do mar (**transgressão marinha**) ocorrido após o evento glacial do Pleistoceno. Este remodelado, resultado da interação dos processos oceanográficos sobre os fundos móveis, representa também, em grande escala, o padrão de distribuição sedimentar que recobre, atualmente, a Plataforma Continental Brasileira.

Na plataforma continental norte predomina a ocorrência de extensas faixas constituídas por areias bem arredondadas, além de fragmentos calcários amplamente distribuídos.

Na plataforma continental leste, as construções calcárias, de natureza biogênica, dominam os fundos marinhos com a presença, entre a linha de costa e as construções carbonáticas mais externas, de faixas contínuas de areias subarcosianas e areias biodetríticas. Na região mais ao norte da plataforma continental leste, a ocorrência de construções carbonáticas próximas à linha de costa reduz a ocorrência dessas faixas de sedimentos arenosos. Uma interrupção no padrão deposicional da plataforma continental leste ocorre na

região de influência do rio São Francisco, onde estão presentes faixas de lamas terrígenas. Ao sul desta área até a região de Vitória (Espírito Santo), as construções carbonáticas encontram-se mais afastadas da costa, em razão de um aumento relativo da contribuição terrígena, proveniente de vários rios que deságuam no meio marinho, tais como o Rio Doce e o Rio Jequitinhonha.

A plataforma continental sul caracteriza-se por apresentar o predomínio de areias quartzosas, com contribuição secundária de carbonato biodetrítico, sendo que suas áreas mais externas são recobertas por termos finos (siltes e argilas), que se associam a faixas de sedimentos de natureza carbonática. Estes últimos são compostos por conchas e restos de moluscos, foraminíferos, algas calcárias, briozoários e equinodermos, entre outros.

13.4.2 O assoalho das bacias oceânicas

O Assoalho das Bacias Oceânicas é constituído essencialmente por crosta oceânica, gerada na ruptura e separação crustal, podendo estar recoberto por sedimentos de naturezas e proveniências diversas.

O assoalho das bacias oceânicas é constituído por áreas de relevo relativamente plano, nivelado por depósitos de correntes de turbidez e sedimentos transportados por correntes de fundo. Os fundos oceânicos do Atlântico Sul Oriental são pouco conhecidos, tendo sido compartimentados principalmente com base em levantamentos batimétricos e geofísicos.

O relevo relativamente plano das planícies abissais do Atlântico Sul Oriental é interrompido, em algumas áreas, por altos topográficos vulcânicos, que abrangem extensas áreas dos fundos das bacias oceânicas (elevações oceânicas). Eventos vulcânicos mais localizados foram também responsáveis pela formação de colinas ou montes submarinos que podem estar agrupados em cadeias ou alinhamentos, e ocorrem disseminados em todas as províncias da região oceânica adjacente do Brasil. As elevações do Ceará, no setor norte, e a elevação do Rio Grande, no setor sul, constituem as duas mais destacadas ocorrências anômalas de efusivas basálticas, de expressão regional nos fundos abissais do Atlântico Sul Oriental.

A Cadeia Norte Brasileira é descrita como um conjunto de colinas e montes submarinos, com uma crista quase contínua com cerca de 1.300 km de comprimento por cerca de 45 a 75 km de largura, elevando-se, em média, de 300 a 400 metros a partir do fundo oceânico. A Cadeia de Fernando de Noronha é constituída por um agrupamento de montes, alinhados na direção leste-oeste, elevados desde cerca de 4.000 metros de profundidade até a superfície. Esta cadeia estende-se desde o talude continental até o arquipélago homônimo, que representa o topo de um monte submarino cuja base tem diâmetro aproximado de 60 km. O Atol das Rocas também representa um monte da mesma cadeia, com topo localizado quase à superfície do mar, colonizado por organismos marinhos.

13.4.3 A dorsal meso-atlântica

Trata-se de uma cadeia montanhosa na porção central do Atlântico, representativa dos eventos magmáticos recentes de formação de crosta oceânica no Atlântico Sul. Constitui o limite geográfico de separação, com sentidos divergentes de propagação, das placas Sul-americana e Africana (Caps. 6 e 17). Apresenta uma cobertura sedimentar pouco expressiva, em decorrência da intensa atividade vulcânica associada à área.

A crista da cordilheira define a linha média que subdivide o Oceano Atlântico em duas porções geomorfologicamente semelhantes; varia a sua profundidade entre 1.800 e 3.000 metros e a largura entre 100 e 400 km. A região central da crista é assinalada por uma depressão (*rift valley*) de 25 a 60 km de largura, alcançando profundidades de até 4.000 metros.

13.5 Ocupação, Conhecimento e Exploração do Litoral e Margem Continental Brasileira

Muito antes do Descobrimento, o litoral brasileiro foi ocupado e explorado pelo ser humano. Os inúmeros **sambaquis**, presentes no litoral sul e sudeste, são testemunhos de que povos habitaram e exploraram os recursos alimentares de praias e outros ambientes costeiros.

Datam do período colonial as primeiras intervenções humanas sobre a linha da costa, tais como portos e cais de atracação em cidades como o Rio de Janeiro, talvez a cidade brasileira que tenha sofrido as maiores modificações de sua configuração costeira.

13.3 Reconstituindo o passado dos oceanos

O estudo de seqüências sedimentares dos fundos marinhos, iniciado após o término da Segunda Guerra Mundial, teve um grande impulso após o Ano Geofísico Internacional (1956-1957) e, mais espetacularmente, durante a década de 60, com o desenvolvimento do "Deep Sea Drilling Project" (DSDP). As perfurações nos assoalhos das bacias oceânicas, realizadas com o navio Glomar Challenger, permitiram consolidar as bases científicas da Teoria da Tectônica de Placas (Cap. 6), através da determinação da idade dos fundos oceânicos e da configuração pretérita dos continentes e a partir de dados paleomagnéticos (Fig 13.24).

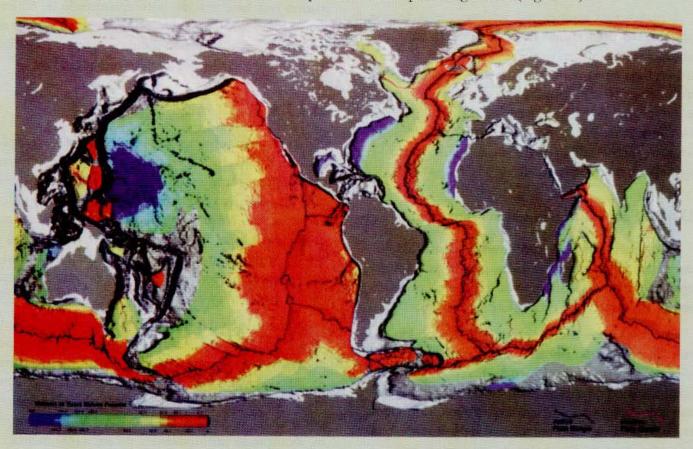



Fig. 13.24 A idade da crosta oceânica do Atlântico

O Projeto DSDP deu lugar a um outro projeto, intitulado "Ocean Drilling Project" (ODP), cujas perfurações acham-se a cargo do navio Joides Resolution (Fig. 13.25). Ambos os projetos têm permitido a obtenção de milhares de metros de testemunhos de sondagens, nas mais diferentes profundidades dos fundos oceânicos, e contribuem não só ao estabelecimento da evolução paleogeográfica do planeta, como também à identificação das variações da circulação das correntes marinhas e do clima da Terra, com especial ênfase no Cenozóico.

Fig. 13.25 Navio de perfuração Resolution

Em escala mais detalhada, é possível analisar variações ambientais em intervalos mais curtos, de milhares ou até centenas de anos, através de estudos realizados em testemunhos dos sedimentos coletados. Esses estudos envolvem a análise da textura, composição química, isotópica e mineralógica dos sedimentos, indicadores paleomagnéticos, densidade e, ainda, as associações de microfósseis neles presentes. Hoje, com esses indicadores paleoceanográficos e paleoclimáticos, é possível estimar a temperatura da água do mar, de um determinado período, nos últimos 20.000 anos, com uma precisão de 0,5°C.

Fig. 13.26 Mini-submarino. Equipamento utilizado para proporcionar ao homem uma visão e possibilitar a amostragem das grandes profundezas dos oceanos.

Muito embora tenha sido criada em fevereiro de 1876, por Decreto Imperial, a Repartição Hidrográfica, primeiro organismo brasileiro oficial encarregado de executar o levantamento hidrográfico da costa brasileira, estudos sistematizados para o conhecimento da fisiografia e geologia da margem continental só passaram a ser executados a partir do final da década de 60. Esses levantamentos foram realizados tanto pelo interesse da Petróleo Brasileiro S/A (Petrobrás), que estendeu ao mar a exploração de petróleo, como por programas de caráter técnico-científico, como o Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM), iniciado em 1969 e o Programa de Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC), iniciado em 1972. Este último foi responsável pela execução do mais sistemático reconhecimento fisiográfico e geológico de toda a margem continental do Brasil. Todos esses programas envolveram o esforço conjunto de várias instituições de pesquisa do país com interesse no meio marinho.

Mais recentemente, para atender às exigências da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), de 1982, da qual o Brasil é signatário, foi criado o Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC). Este plano tem como objetivo principal estabelecer os limites do bordo exterior da plataforma continental brasileira, no seu enfoque jurídico e não geomorfológico, nos termos em que esse limite é definido no artigo 76 da Convenção. Para demarcar esta plataforma, o Projeto LEPLAC (Levantamento da Plataforma Continental Jurídica Brasileira) vem executando levantamentos geofísicos e batimétricos de precisão de toda a margem continental.

A industrialização do Brasil, incrementada a partir da segunda metade do século XX, trouxe para a região costeira tanto um expressivo grau de desenvolvimento como também problemas geológicos relacionados à ausência de planejamento. Além disso, processos de exploração turística com construções em zonas praiais, construção de **molhes**, dragagem de sedimentos para obras de engordamento de costa e outras intervenções humanas têm promovido modificações na dinâmica costeira, tais como a erosão de praias e o assoreamento de baías e estuários, que constituem problemas ambientais.

Os fundos da margem continental brasileira têm sido objeto de exploração mais recente. De uma forma geral, com exceção dos campos petrolíferos, principalmente os localizados nas Bacias de Campos e Santos, e de depósitos de calcário, o fundo marinho brasileiro é considerado de perspectiva exploratória mineral reduzida. Entretanto, a exploração petrolífera tem levado a estudos bastante aprofundados, relacionados à ocupação do fundo marinho, tanto na instalação de plataformas e exploração do petróleo propriamente dito, quanto no seu transporte. Com a exploração a profundidades cada vez maiores, crescem os problemas relacionados à estabilidade de estruturas de perfuração e exploração no talude e torna-se necessária uma melhor compreensão dos processos sedimentares de talude, como as correntes de turbidez.

13.6 Perspectivas da Exploração dos Fundos Oceânicos

Passados pouco mais de 120 anos da expedição desbravadora do H. M. S. Challenger e mais de 7 décadas das primeiras determinações de profundidades oceânicas por meio de sinais sonoros a bordo do navio alemão Meteor, a pesquisa dos fundos oceânicos mostra um avanço tecnológico e científico extraordinário.

A pesquisa em Geologia Marinha incorporou a tecnologia de satélites em estudos sobre transporte de sedimentos e na determinação do relevo oceânico. Equipamentos de pesquisa tornam-se cada vez mais precisos, confiáveis e baratos, através da incorporação de recursos eletrônicos e computacionais (Fig. 13.26).

Na pesquisa de recursos minerais, as profundidades oceânicas estão, paulatinamente, deixando de ser limitantes na exploração petrolífera. Em cerca de 30 anos, o petróleo passou a ser explorado além dos limites da plataforma continental rasa para até cerca de 2.000 metros no talude continental. Os fundos marinhos sustentam oleodutos, plataformas de exploração, cabos submarinos, fibras ópticas e estudos sobre sua estabilidade são cada vez mais necessários. Nódulos e crostas de sulfetos polimetálicos, associados a zonas de atividade vulcânica, têm revelado uma riqueza em metais de alto valor econômico, que desfaz algumas idéias iniciais sobre sua importância apenas como fonte potencial de ferro e manganês.

Os oceanos e as regiões costeiras são ainda foco de atenção científica, devido a problemas com os resíduos gerados pela atividade econômica. Têm sido realizados estudos sobre a viabilidade de acondicionamento de resíduos radioativos em fundos de planícies abissais tectonicamente estáveis. Muitas vezes, as regiões costeiras são usadas como repositório de materiais das mais variadas naturezas, funcionando como verdadeiros lixões para dejetos industriais e urbanos (Fig. 13.27).

Em adição, interesses estratégicos, como o cálculo do desvio de rotas de mísseis, justificam o interesse científico e militar sobre variações nos campos magnéticos e gravitacionais dos oceanos.

Em regiões costeiras, pesquisas associando processos sedimentológicos e oceanográficos atuais têm sido exaustivamente executadas com vistas à identificação das relações de causa e efeito entre as variações do nível marinho, a atividade antrópica e os processos de tendências erosivas e deposicionais das linhas de costa do planeta.

Existe, ainda, um imenso esforço na pesquisa paleoceanográfica que transcende o interesse meramente científico e que se apóia nos estudos de tendências de evolução do clima da Terra. Hoje é possível determinar paleotemperaturas da água do mar, ao longo do Quaternário, com uma precisão de 0,5°C.

Finalmente, cabe destacar a forte associação entre os fundos oceânicos e os recursos renováveis. Neste aspecto, é importante ressaltar que os organismos marinhos não se revelam apenas como fonte de alimento; há um grande número de pesquisas nas indústrias química e farmacêutica efetuadas com a análise de substâncias extraídas de algas, peixes, moluscos, crustáceos e vários outros grupos de organismos marinhos.

Em pouco mais de 120 anos da ciência oceanográfica, muito foi feito na pesquisa dos fundos marinhos. Muito mais há para ser explorado.

Fig. 13.27 Depósito de resíduos (lixão). Foto: Alan Morgan, University of Waterloo, Ontário, Canadá.

Leituras recomendadas

KENNETT, J. P. *Marine Geology*. New Jersey: Prentice-Hall, 1982.

Open University. *The Ocean Basins: their Structure and Evolution*. Oxford: Pergamon Press, 1989.

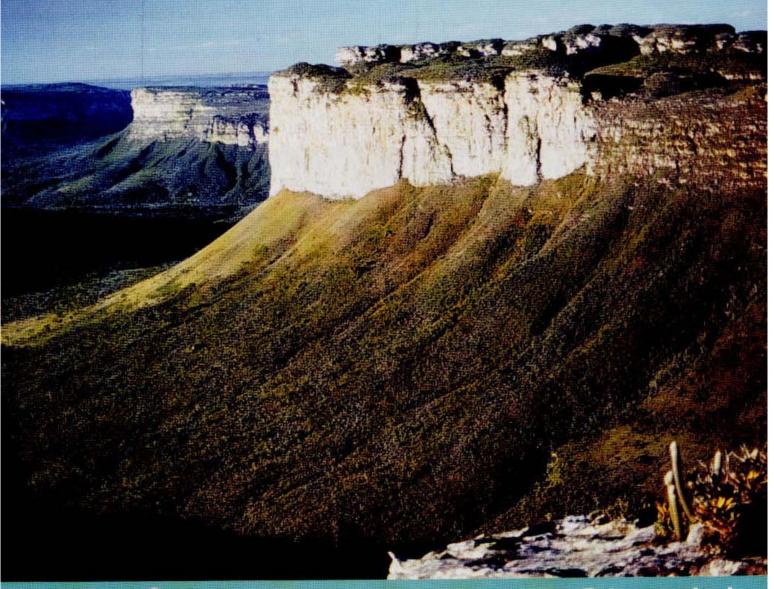
OSBORNE, R.; TARLING, D. (eds.) *The Historical Atlas of the Earth: a visual celebration of earth's physical past*. New York: Henry Holt and Company, 1996.

SEIBOLD, E.; BERGER, W. H. *The Sea Floor: an introduction to marine geology*. Berlim: Springer-Verlag, 1996.

MAGLIOCCA, A. *Glossário de Oceanografia*. São Paulo: Nova Stella/Edusp, 1987.

SUGUIO, K. *Dicionário de Geologia Marinha: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol*. São Paulo: T. A. Queiroz, 1992.

14

DEPÓSITOS E ROCHAS SEDIMENTARES

Paulo César F. Giannini

Após termos conhecido as etapas de erosão, transporte e sedimentação por vários agentes geológicos (Caps. 9 a 13), estudaremos os processos subseqüentes que conduzem à formação da rocha sedimentar. Da biografia do grão de quartzo da areia de praia, narrada no Cap. 9, passa a interessar o seu destino final: a deposição. A escolha do quartzo baseou-se no fato de se tratar do mineral mais comum na maioria das praias. Agora que nosso enfoque se volta para o depósito sedimentar, torna-se importante ressalvar que muitas costas (em torno de 20% delas) são formadas de sedimentos pobres em quartzo e em outros materiais sedimentares **terrígenos** (feldspatos, micas e argilominerais) e ricos em minerais de origem alobioquímica e autóctone, de composição química principalmente **carbonática** (em que podem estar presentes sulfatos, fosfatos, nitratos e sais halóides). Exemplos destas costas ocorrem no Norte da Austrália e no lado atlântico da América Central (Fig. 14.1). No Brasil, há exemplos de sedimentação predominantemente carbonática nas costas da região Nordeste. Nas porções mais profundas dos oceanos (abaixo do nível de base de ação das ondas), existe contraste similar entre áreas de deposição predominantemente terrígena e áreas carbonáticas. As primeiras concentram-se na maior parte da margem continental, até a profundidade aproximada de 2.000 m. Abaixo dessa profundidade, até a cota de 4.000 m, a sedimentação marinha é dominantemente carbonática, à base de carapaças de foraminíferos planctônicos (globigerinas), exceto nas águas frias da região antártica.

A existência de domínios terrígenos e carbonáticos de sedimentação não é uma exclusividade dos depósitos sedimentares que estão se formando hoje, pois há bacias sedimentares inativas essencialmente terrígenas e outras essencialmente carbonáticas. Estes domínios alternam-se ainda na dimensão temporal: bacias ou espessas seqüências e tipos específicos de rochas carbonáticas desenvolveram-se preferencialmente em certos intervalos de tempo da história da Terra (Fig. 14.2). Por essa razão, o registro sedimentar de muitas regiões compõe-se de uma intercalação entre rochas terrígenas e rochas calcárias.

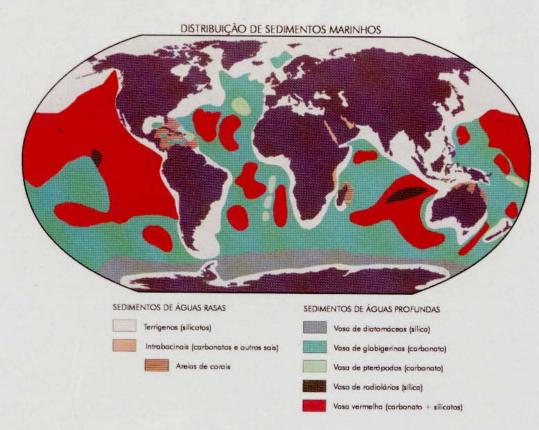



Fig. 14.1 Distribuição atual de sedimentos marinhos e sua composição. O termo vasa designa de modo genérico um sedimento fino, lamoso.

Ser terrígeno ou ser carbonático: a questão existencial dos depósitos sedimentares

Que fatores determinam o caráter terrígeno ou carbonático de um depósito sedimentar? O primeiro passo para responder a esta pergunta é observar o que as áreas de sedimentação carbonática moderna possuem em comum. Analisando a distribuição geográfica na Fig. 14.1, nota-se que os sítios de deposição carbonática costeira se concentram em regiões de baixa latitude e clima quente. A maioria dessas regiões possui ainda duas outras características marcantes: o relevo pouco acidentado na área-fonte e o clima relativa-

Relevo tabular sustentado pelos arenitos da Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, Mesoproterozóico. Vista do Morro Pai Inácio, Lençóis, BA. Fotografia: I. Karmann.

mente seco. Nas águas mais profundas, a distribuição dos carbonatos é essencialmente controlada pela temperatura, daí a escassez de vasas de foraminíferos nos oceanos polares.

O segundo passo é analisar os pontos em comum das fases pretéritas de intensa deposição carbonática (Fig. 14.2). Notaremos que os períodos de máxima sedimentação calcária coincidem com momentos de separação das placas litosféricas (Cap. 6) e expansão dos oceanos. Desse modo, um dos auges de deposição mundial de calcários é o Mesozóico, e em particular, o Cretáceo, época em que a temperatura dos oceanos teria sido mais elevada. Uma conclusão parcial é que a formação de calcários é favorecida pela existência de águas marinhas quentes, sob clima seco.

O terceiro passo para responder à questão existencial acima é analisar a competição entre a chegada de íons e de materiais terrígenos na bacia. A biografia do grão que foi narrada no Cap. 9 ilustrou a variedade e intensidade de processos a que o grão terrígeno é obrigado a submeter-se, em seu trajeto entre a área-fonte e a bacia sedimentar. Partículas de minerais menos estáveis são parcial ou totalmente dissolvidas, dando origem, assim, a íons em solução na água. Desse modo, os grãos, em sua trajetória sedimentar, não caminham sozinhos, mas acompanhados de íons, que são a matéria-prima para a formação de depósitos carbonáticos, através da precipitação química ou da ação biogênica (Cap. 9). Em qualquer um desses casos, a formação de calcários depende de uma relação íons/terrígenos elevada. O aporte terrígeno configura obstáculo para a formação de calcários: primeiro, por diluir a importância da sedimentação química e biogênica; segundo, por turvar a água, tornando-a menos propícia para a passagem da luz, e, portanto, para a realização da fotossíntese por parte de algas e bactérias. Assim, ao limitar a existência de vida fotossintetizante e animais bentônicos associados, a turvação da água inibe a atividade bioconstrutora e bioindutora. A conclusão é que a formação de calcários é favorecida pela escassez de aporte terrígeno.

Fatores que controlam o aporte terrígeno

Os fatores que controlam o aporte terrígeno determinam a proporção com que grãos e soluto participam no transporte sedimentar e, em seguida, no preenchimento sedimentar da bacia (Cap. 9). Esses fatores correspondem às condições climáticas, tectônicas, e de proveniência sedimentar (rochas fontes).

A influência do clima resume-se à disponibilidade de água no estado líquido. A água em circulação através das rochas-fontes e das acumulações sedimentares é o veículo fundamental de dissolução química de minerais instáveis. Sua ação é catalisada pelo aumento da temperatura. Desse modo, climas quentes e úmidos favorecem o intemperismo químico (Cap. 8) e a liberação de material iônico facilita, na mesma proporção, o aporte de matéria sólida fina sob a forma de argilominerais, especialmente se não existir cobertura vegetal que contenha seu deslocamento declive abaixo. Desse modo, o clima quente úmido não chega a ser particularmente favorável à formação de calcários na bacia sedimentar. Climas secos ou glaciais favorecem a desintegração mecânica da rocha-mãe, em detrimento de sua dissolução. Em águas muito frias, sob climas glaciais, a pouca disponibilidade de íons e a elevada solubilidade do carbonato

Recifes isolados, em montículo
Complexos recifais

Fig. 14.2 Distribuição dos depósitos carbonáticos de recifes de corais e algas ao longo do Fanerozóico. P€: pré-Cambriano; C: Cambriano; O: Ordoviciano; S: Siluriano; D: Devoniano; C: Carbonífero; P: Permiano; TR: Triássico; J: Jurássico; K: Cretáceo; Pal: Paleoceno; Eoc: Eoceno; Oli: Oligoceno; Mio: Mioceno; Pli-Ple: Plioceno e Pleistoceno. Fonte: James, 1979.

desfavorecem a precipitação de calcários. Nos desertos quentes, em contraste, a raridade das chuvas torna as águas pluviais altamente concentradas em íons. Após a chuva, tipicamente torrencial e efêmera, os íons em solução podem precipitar-se no solo, em lagos ou em mares fechados, devido à alta taxa de evaporação. Além disso, a solubilidade do bicarbonato na água é reduzida por sua temperatura geralmente elevada. Assim sendo, os climas quentes e secos são mais favoráveis à formação de depósitos carbonáticos.

A ação da tectônica (Cap. 6), recente ou contemporânea à sedimentação, favorece a formação ou manutenção de relevos acidentados, com áreas-fonte muito próximas da bacia deposicional. A taxa de erosão nas vertentes tende a ser muito maior que a de intemperismo. Como resultado, o volume de matéria sólida deslocado em direção à bacia é tipicamente elevado. No caso oposto, em que a tectônica encontra-se inativa, o longo tempo de ação dos agentes superficiais propicia a formação de relevo suave, sobre o qual o transporte sedimentar resulta lento e prolongado. A razão intemperismo/erosão e o tempo de contato dos sedimentos aos agentes deposicionais são elevados. Sob essas condições, os minerais mais instáveis sofrem dissolução parcial ou total, alimentando a carga de transporte químico e favorecendo a formação de calcários e de outros materiais sedimentares autóctones ou alobioquímicos.

A proveniência também pode influir na geração de solutos, uma vez que algumas litologias são mais ricas do que outras em minerais solúveis nas condições da superfície. Alguns dos minerais solúveis que podem estar presentes em abundância na área-fonte são os próprios carbonatos de rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares preexistentes. Assim, áreas-fonte dominadas por carbonatitos, mármores e calcários liberam uma razão soluto/detrito elevada, dada a dificuldade de o carbonato manter-se insolúvel, principalmente nas granulações mais finas. No Brasil, as bacias de drenagem da região de Bonito (Estado do Mato Grosso do Sul) atravessam essencialmente rochas metacalcárias, o que explica as águas límpidas, a abundância exuberante de algas fotossintetizantes de água doce (Fig. 14.3) e a formação local de sedimentos carbonáticos continentais (Fig. 14.4).

Fig. 14.3 Dois aspectos do rio Sucuri, em Bonito: águas cristalinas e desenvolvimento exuberante de algas verdes (caráceas). O leito deste e de outros rios da região é constituído predominantemente de bioclastos, resultantes do transporte mecânico de cápsulas carbonáticas precipitadas em torno dos talos algáceos. Foto: P. C. F. Giannini.

Fig. 14.4 Tufas calcárias precipitadas por escape de CO_2 induzido por turbulência, em corredeiras do rio Formoso, Bonito. Exemplo de queda de água em que a sedimentação predomina sobre a erosão. Foto: Divulgação da Prefeitura Municipal de Bonito, Mato Grosso do Sul.

14.1 Transformando Sedimentos em Rochas Sedimentares

A história sedimentar não termina na deposição. Uma vez depositado, o material sedimentar, terrígeno ou carbonático, passa a responder às condições de um novo ambiente, o de soterramento. Ao conjunto de transformações que o depósito sedimentar sofre após sua deposição, em resposta a estas novas condições, dá-se o nome de **diagênese**. Assim como o metamorfismo (Cap. 18), a diagênese é uma transformação em adaptação a novas condições físicas (pressão, temperatura) e químicas (Eh, pH, pressão de água). A diferença é que o material original aqui é exclusivamente sedimentar e que os processos de transformação não incluem recristalização no estado sólido, mas dis-

soluções e reprecipitações a partir das soluções aquosas existentes nos poros. Agentes e respostas diagenéticas podem envolver aspectos químicos, físicos e biológicos. O termo diagênese é portanto muito abrangente quanto à natureza dos processos. Se levada adiante, a diagênese pode conduzir à transformação do depósito sedimentar inconsolidado em rocha, só desagregável com uso de martelo. Este processo é conhecido como litificação (*lito*, em grego, significa rocha).

A diagênese começa no final da deposição e prossegue indefinidamente, não importa qual o grau de consolidação que o depósito sedimentar tenha atingido. Assim, a litificação do depósito é um dos aspectos possíveis da diagênese, mas não o seu processo essencial, nem mesmo o seu estado último.

14.1.1 Processos e produtos diagenéticos

A diagênese é caracterizada por um conjunto de processos e por seus respectivos produtos. A importância de cada processo diagenético varia na dependência do estágio de soterramento e do tipo de rocha sedimentar, se calcária ou terrígena. Os processos mais conhecidos são: 1. **compactação**, 2. **dissolução**, 3. **cimentação**, e 4. **recristalização diagenética**. Neste ítem, serão descritas e ilustradas as principais feições diagenéticas produzidas por cada um desses quatro processos. As feições mais típicas de calcários aparecerão desenhadas na cor azul.

Compactação mecânica

A compactação diagenética pode ser mecânica ou química. A compactação química resulta do efeito de dissolução de minerais sob pressão e, por esta razão, será referida no subitem sobre dissolução.

Em escala de grãos, a compactação exclusivamente mecânica (sem envolvimento de dissolução química) abrange dois efeitos possíveis: a mudança no empacotamento intergranular e a quebra ou deformação de grãos individuais (Fig. 14.5). O acúmulo de grãos rígidos aproximadamente esféricos, como resultado de processos deposicionais com baixa energia de impacto (queda ou avalancha de grãos na frente de formas de leito, por exemplo) produz um empacotamento aberto, em que os grãos dispõem-se no espaço tridimensional segundo arranjos próximos a cubos de faces centradas (Fig. 14.5). Sob o efeito da compactação por soterramento, o empacotamento aberto dá lugar a um empacotamento fechado, de geometria romboédrica. Este efeito é comparável ao que exerceríamos ao tentar comprimir uma pilha de bolinhas de gude. Se os grãos não forem análogos a bolas de vidro, mas a folhas de jornal, uma redução expressiva de volume ocorrerá muito mais facilmente. O equivalente sedimentológico são os depósitos ricos em filossilicatos, mais comuns dentre os depósitos argilosos. Uma porosidade inicial tão alta quanto 70%, encontrada em algumas argilas, poderá ser reduzida, por compactação mecânica, para menos de 15%. A compactação mecânica é portanto um fenômeno mais importante em rochas lutáceas que em arenáceas.

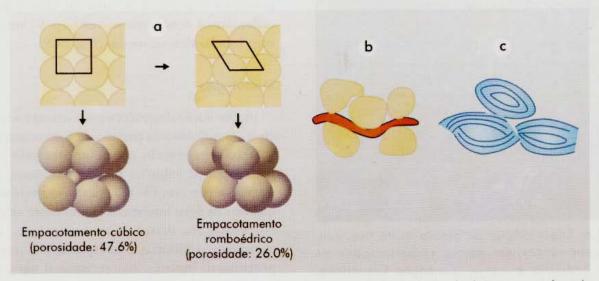



Fig. 14.5 Representação esquemática de algumas mudanças introduzidas, em escala de grãos, por efeito de compactação mecânica: a) fechamento do empacotamento; b) deformação de grãos; c) quebra de oóides.

Em escala meso a macroscópica (isto é, na escala de amostra de mão à de afloramento), um exemplo da diferença de compactabilidade entre rochas arenáceas e lutáceas é a produção de dobras ptigmáticas em diques clásticos de areia (Fig. 14.6). Os diques de areia são corpos tabulares, com dimensões geralmente centimétricas a submétricas, discordantes em relação a um estrato lutáceo hospedeiro. Eles são formados por sobrecarga ou por injeção de areias fluidificadas nos sedimentos lamíticos ainda moles (durante o estágio inicial da diagênese, conhecido como diagênese precoce). Após a fase de injeção, a lama hospedeira, submetida ao soterramento, passa a compactar-se mais rápida e intensamente que o corpo discordante de areia injetada, o qual é forçado a deformar-se, para assimilar a redução de espessura sofrida pelo estrato de lama.

A quebra mecânica é uma feição microscópica de compactação comum em grãos de minerais duros, pouco maleáveis. O quartzo é mais propenso que o feldspato a formar rachaduras de compactação. A razão é que o feldspato, menos rígido, acomoda-se melhor que o quartzo à pressão mecânica. O caso extremo de assimilação de compactação mecânica, sem quebra, é exemplificado pelas micas (como outros filossilicatos em geral). Por sua própria estrutura foliada, elas são extremamente flexíveis e amoldam-se aos grãos rígidos vizinhos (Fig. 14.5). Analogamente, fragmentos intraclásticos de pelitos (pedaços de lama arrancados do fundo sedimentar da própria bacia) podem ser amassados e introduzidos por grãos rígidos. Se a compactação mecânica for intensa, o clasto chega a ser espremido por entre os grãos.

Fig. 14.6 Dique clástico de arenito muito fino, com dobras ptigmáticas, em meio a rocha laminada de arenito ondulado e lamito. Formação Camarinha, provável idade neoproterozóica. São Luiz do Purunã (Estado do Paraná). Foto: P. C. F. Giannini.

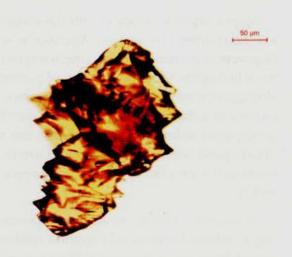



Fig. 14.7 Denteamento (crista-de-galo) paralelo a linhas de clivagem em grão de estaurolita, observado ao microscópio. Trata-se de feição de dissolução que pode ser originada tanto acima do lençol de água subterrânea (zona vadosa) como em meio a ele (zona freática). Grão proveniente de arenito da Bacia do Paraná (Formação Botucatu, Jurássico). Fotomicrografia: E.K.Mori.

No caso dos grãos carbonáticos, dissolução e cimentação são fenômenos muito mais importantes que a compactação mecânica, dada a facilidade com que o carbonato se dissolve e se reprecipita, em comparação com o quartzo e o feldspato. Ainda assim, efeitos de compactação mecânica podem ser observados em grãos constituintes de rochas calcárias. O exemplo clássico é o dos oóides (esferóides carbonáticos concêntricos; ver Cap. 9) amassados e com lamelas desmanteladas (Fig. 14.5).

Dissolução

A dissolução diagenética pode ocorrer sem ou com efeito significativo da pressão de soterramento. A dissolução sem pressão ocorre apenas pelo efeito da percolação de soluções pós-deposicionais, ainda na diagênese precoce. Os minerais suscetíveis ao caráter químico da água intersticial (comumente alcalina) são corroídos ou dissolvidos totalmente. Olivina, piroxênios, anfibólios e feldspatos, por terem comportamento invariavelmente instável nas condições superficiais, são os minerais mais freqüentemente afetados. Como efeito, exibem terminações denteadas e

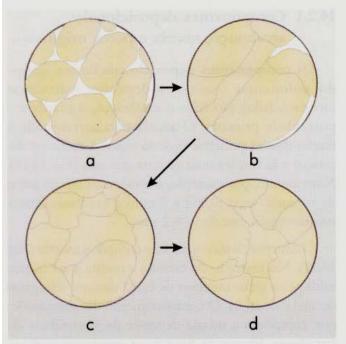



Fig. 14.8 Representação esquemática da evolução dos tipos de contato entre grãos terrígenos, durante a diagênese: a) contatos pontuais; b) contatos planares; c) contatos côncavo-convexos; d) contatos suturados.

sulcos ao longo das direções de intersecção de clivagem (Fig. 14.7) ou de geminações. Estas feições têm sido descritas mesmo em sedimentos submetidos a pouco tempo de diagênese, como em areias pleistocênicas e holocênicas.

A dissolução sob pressão ou compactação química produz dois tipos principais de feições. Em escala de observação de grãos, afeta a morfologia de contato (Fig. 14.8), que passa de tipicamente pontual, na diagênese precoce, para planar, côncavo-convexo e suturado, com o efeito crescente do soterramento. A mudança do tipo de contato intergranular reflete a interpenetração gradual dos grãos submetidos a lenta dissolução sob pressão. Em escala meso a macroscópica, a compactação química gera estruturas sedimentares de interpenetração parecidas com os contatos suturados. Entre essas estruturas, destacam-se superfícies cuja geometria em corte transversal lembra o registro de um eletroencefalograma, feição esta denominada estilólito.

Cimentação

A cimentação é a precipitação química de minerais a partir dos íons em solução na água intersticial. Sob esse aspecto, ocorre em conjunto com o processo da dissolução, através do qual a concentração iônica da água é gradualmente aumentada. Quanto à composição química, os **cimentos** mais comuns em rochas sedimentares são os silicosos (quartzo, calcedônia, quartzina e opala), os carbonáticos (calcita, calcita ferrosa, ankerita e siderita), os férricos e ferrosos (pirita, marcassita, goethita, hematita) e os aluminossilicáticos (argilominerais como clorita, caulinita, ilita e esmectita). A precipitação química do cimento depende de sua insolubilidade no ambiente geoquímico intersticial. Como o ambiente intersticial pode variar de um ponto para outro de uma mesma rocha, na dependência de sua composição, porosidade, permeabilidade etc., a cimentação pode ocorrer apenas localmente. O nódulo é uma concentração localizada e bem definida de cimento, criando uma zona visivelmente diferenciada dentro da rocha (Fig. 14.9). Ele pode exibir estrutura concêntrica, devida à cristalização gradual do cimento a partir de um núcleo de germinação, e então recebe o nome de concreção. Os nódulos e concreções são estruturas sedimentares tipicamente diagenéticas.

Fig. 14.9 Nódulo métrico de carbonato de cálcio em meio a siltitos laminados de idade permiana (Formação Teresina). Afloramento da serra do Rio do Rastro (Orleans - São Joaquim, Estado de Santa Catarina), local onde foi definida a primeira proposta de coluna estratigráfica para a Bacia do Paraná (Coluna White). Foto: P. C. F. Giannini.

Recristalização diagenética

O termo recristalização diagenética designa a modificação da mineralogia e textura cristalina de componentes sedimentares pela ação de soluções intersticiais em condições de soterramento. O efeito da recristalização diagenética é particularmente evidente em clastos carbonáticos (oóides, bioclastos e pelotilhas; ver Cap. 9). Dois tipos de modificações são mais comuns (Fig. 14.10): o primeiro é a transformação de aragonita em calcita, dois polimorfos de carbonato de cálcio. Como não ocorre nenhuma mudança es-

sencial de composição química, mas apenas de estrutura cristalina e, conseqüentemente, de forma dos microcristais, este tipo de recristalização diagenética é denominado neomorfismo (em alusão à nova forma). O segundo tipo de modificação é a transformação do carbonato (aragonita e/ou calcita) em sílica, em que a composição química é drasticamente modificada e o fenômeno recebe o nome de substituição. A substituição de carbonato por sílica é amplamente documentada no registro sedimentar, não somente em grãos alobioquímicos como em calcários autóctones e em nódulos e cimentos carbonáticos em geral. Isto se deve ao fato de que sílica e carbonato possuem comportamentos geoquímicos diametralmente opostos. A dissolução de um implica condições favoráveis para a precipitação do outro.

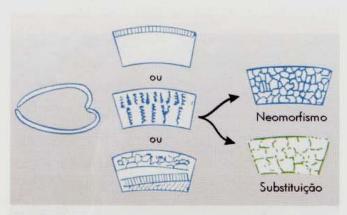



Fig. 14.10 Representação esquemática de carapaças carbonáticas de pelecípodo sofrendo dois tipos possíveis de recristalização diagenética: neomorfismo e substituição.

14.2 Componentes de Rochas Sedimentares

Os processos diagenéticos modificam a textura e a mineralogia dos grãos, alteram a forma e a taxa de porosidade e criam novos componentes mineralógicos (minerais autigênicos ou autígenos), sob a forma de cimentos. Desse modo, uma rocha ou depósito sedimentar pode ser dividido em dois grupos de componentes: os que já existiam na deposição e os surgidos durante a diagênese (Fig. 14.11). Chamaremos os primeiros de deposicionais (primários) e os últimos de diagenéticos (secundários).

14.2.1 Componentes deposicionais: arcabouço, matriz e poros originais

Os **componentes deposicionais** de um agregado sedimentar (rocha ou depósito sedimentar inconsolidado) são três: o arcabouço, a matriz e a porosidade primária. O **arcabouço** corresponde à fração clástica principal (que dá nome à rocha ou depósito) e às frações mais grossas que esta (Fig. 14.11). Num arenito, por exemplo, o arcabouço são os grãos de tamanho areia (0,062 a 2 mm) e eventuais clastos na granulação cascalho (> 2 mm).

O material clástico mais fino compõe a **matriz** (Fig. 14.11). No exemplo do arenito, a matriz seria constituída pelos grãos menores de 0,062 mm, ou seja, grãos de silte e de argila. O comportamento das granulações que compõem a matriz depende da viscosidade do transporte. Fluxos de lama e escorregamentos (Cap. 9) transportam e depositam conjuntamente frações síltico-argilosas e areno-rudáceas. O transporte trativo, em contraste, coloca a argila e o silte fino em suspensão, evitando que eles se depositem junto às frações areia e cascalho. A presença significativa de matriz argilosa ou pelítica seria portanto um traço preferencial de depósitos de fluxos gravitacionais.

Os poros têm importância em geologia do petróleo, pois representam conduto e receptáculo para os hidrocarbonetos. Outra importância da análise dos poros, esta com um campo ainda mais vasto a explorar, reside no estudo de vulnerabilidade de aqüíferos (Cap. 7).

A **porosidade primária** refere-se ao volume, à geometria e à distribuição de poros que o agregado sedimentar tinha no momento de deposição. É importante ressaltar que se trata de uma feição efêmera, facilmente modificável pelo soterramento, e raramente observável no produto sedimentar final. Assim, a porosidade primária é muito mais freqüente como um conceito de que como feição descritiva concreta. Curiosamente, a distribuição e geometria da porosidade primária só se preserva numa rocha sedimentar quando é imediatamente preenchida por cimento (e, portanto, quando deixa de se tornar vazia). Ela é então reconhecida pelo grande volume dos interstícios preenchidos, associado a empacotamento aberto do arcabouço. Nesse caso, o cimento que a preenche é interpretado como precoce (Fig. 14.12). Ele deve ter se formado no início da diagênese, logo após a deposição, restringindo a compactação.

14.2.2 Componentes diagenéticos: cimento e porosidade secundária

Os processos diagenéticos incluem dissolução e fragmentação, o que equivale a criar poros. Por outro lado, a diagênese é igualmente capaz de fechar poros, seja por compactação, seja pela precipitação de minerais sob a forma de cimento. Desse modo, os principais componentes introduzidos num agregado sedimentar por diagênese são a porosidade secundária e o cimento (Figs. 14.11 e 14.12).

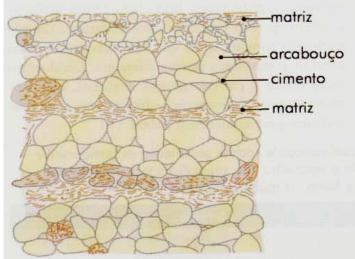



Fig. 14.11 Representação genérica de rochas sedimentares, com indicação de seus componentes principais. Fonte: Wilson,1977.

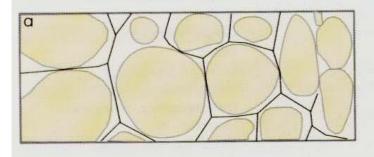
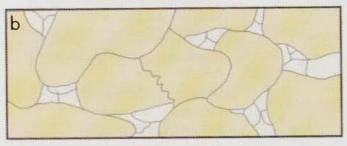



Fig. 14.12 Desenho esquemático comparando duas distribuições de cimento de quartzo em um arenito: a) típica de cimentação de porosidade primária (cimentação precoce) e b) típica de cimentação de porosidade secundária (cimentação tardia).

A porosidade secundária resulta da interação química do arcabouço e da matriz com a água intersticial, favorecida ou não pelas condições diagenéticas de temperatura e pressão.

14.3 Dando Nomes às Rochas Sedimentares

14.3.1 Descrições e julgamentos: nomes descritivos versus nomes genéticos

A classificação das rochas sedimentares não escapa à regra que abrange a grande maioria das classificações encontradas em geologia e na ciência em geral: a de possuir tanto critérios genéticos como descritivos. Não existe nenhum mal metodológico nesse fato, desde que se saiba distinguir os dois tipos de critérios e desde que se conheçam as vantagens e limitações de cada tipo.

Os termos descritivos permitem dar nomes às rochas e são a base sólida sobre a qual se pode edificar a comunicação científica bem como qualquer interpretação genética posterior. Os termos genéticos dizem sobre como se formou a rocha sedimentar e são bastante usados, talvez além do que deveriam. Entre outros termos, pode-se mencionar varvito, tilito, turbidito, inundito, tempestito e sismito, que, na ordem da citação, representam a *materialização rochosa* de estações de um ano glacial, de um depósito na base ou na borda de uma geleira, de uma corrente de turbidez, de uma inundação fluvial, de uma tempestade no mar e de um terremoto.

Uma ciência que tem certezas absolutas sobre cenários tão imaginativos quanto estes que acabamos de mencionar não é uma ciência, mas uma crença! Isto significa que o uso desta classe de termos deve ser feito com extrema prudência, pois serve apenas para rotular ou etiquetar certos tipos de rocha de modo provisório e não para gravar um nome para a eternidade. Se estes termos têm alguma função, só pode ser a de provocar um questionamento. Ao ler ou escrever um termo genético, lembre-se de que há um ponto de interrogação implícito ao lado do nome. Em outras palavras, as interpretações passam, mas as rochas ficam...

14.3.2 Classificação geral: de onde e como veio o sedimento?

A classificação mais abrangente das rochas sedimentares é a que as divide em alóctones terrígenas, alóctones alobioquímicas e autóctones (termos discutidos no Cap. 9). Estes nomes relacionam-se à ocorrência ou não de transporte mecânico (alóctones x autóctones) e à origem dos grãos fora ou dentro da bacia sedimentar (extrabacinais x intrabacinais). Trata-se, sem dúvida, de uma classificação genética. No entanto, a simples descrição da composição químico-mineralógica das rochas é suficiente para permitir o uso desta classificação: rochas sedimentares quartzo-feldspáticas, por exemplo, são praticamente sinônimo de rochas extrabacinais terrígenas, assim como fosforitos, cloretos e principalmente calcários são quase sinônimos de rochas intrabacinais. Trata-se de pôr em prática a constatação, comentada no início deste capítulo, de que os materiais sedimentares dividem-se em dois universos muito distintos e, sob muitos aspectos, antagônicos: o dos terrígenos e o dos carbonáticos.

Apesar do antagonismo entre sedimentação terrígena e carbonática, os dois tipos de materiais podem coexistir no mesmo sítio deposicional. Há todas as proporções possíveis de mistura de materiais terrígenos e não terrígenos numa rocha sedimentar (pelo menos, se ela for alóctone). Desse modo, parece lógico que o material que dá nome à rocha seja aquele que predomina em volume. Talvez pelo mesmo motivo, ou seja, pela possibilidade de ocorrência de grãos terrígenos e carbonáticos lado a lado, rochas terrígenas e calcárias possuem também vários critérios de classificação em comum, ainda que, em cada grupo, esses critérios conduzam a nomes diferentes. Dividiremos esses critérios em três grupos: texturais, químico-mineralógicos e geométricos (relativos a estruturas sedimentares), conforme a Tabela 14.1.

Tabela 14.1 Critérios e termos mais usuais na classificação de rochas sedimentares terrígenas e carbonáticas. Os termos grafados em azul, verde e vermelho são específicos para rochas de granulação, cascalho, areia e lama, respectivamente.

Tipo de rocha	Caráter do critério	Critério	Termos
Terrígeno	Textural	Granulação	Rudito (psefito)
			Arenito (psamito)
			Lutito (pelito)
		Proporção de matriz	Arenito, ortoconglomerado
			Wacke, paraconglomerado
			Lamito
		Arredondamento	Conglomerado
			Brecha
	Mineralógico	Proporção QFL (quartzo, feldspato, líticos)	Quartzo rudito, quartzo arenito/*wacke*
			Rudito feldspático, arenito/*wacke* feldspático
			Rudito lítico, arenito/*wacke* lítico
		Diversidade ou pureza composicional	Conglomerado oligomítico, conglomerado polimítico
			Folhelho, folhelho carbonático, folhelho silicoso, marga, porcelanito
	Geométrico (estruturas sedimentares)	Fissilidade	Folhelho
		Ritmicidade	Ritmito
Carbonático	Textural	Granulação	Calcirrudito (dolorrudito)
			Calcarenito (doloarenito)
			Calcilutito (dololutito)
		Tipo de grão / tipo de material intersticial	Ooesparito, oomicito
			Intraesparito, intramicrito
			Bioesparito, biomicrito
			Pelmicrito, pelsparito
	Mineralógico	Relação calcita/dolomita	Calcário, dolomito

14.3.3 Classificação das rochas terrígenas

No estudo de rochas sedimentares, o conceito de textura refere-se às propriedades físicas de partícula. Sua descrição ou medição pode ser aplicada a cada grão individual. As três propriedades texturais clássicas são o tamanho do grão (granulação), a forma e suas feições superficiais de escala menor (isto é, independente da forma).

As propriedades físicas (e geométricas) cuja avaliação depende do exame do conjunto das partículas não são texturas, mas propriedades de agregados ou de massa. Podem ser incluídas aí a petrotrama (arranjo espacial dos grãos uns em relação aos outros), a porosidade (quantidade relativa de poros), a permeabilidade (quantidade relativa de poros intercomunicáveis, que permitam a passagem de fluidos) e as estruturas sedimentares (arranjo de grãos quanto a qualquer uma das demais propriedades, capaz de produzir um padrão geométrico visível no depósito ou rocha sedimentar). Existem também propriedades de agregado, que são diretamente derivadas de parâmetros texturais. É o caso da homogeneidade de forma ou de tamanho dos grãos, conhecidas respectivamente como seleção morfométrica e seleção granulométrica. A eliminação de matriz é o processo mais simples de seleção granulométrica, o qual será incluído entre os critérios texturais de nomenclatura.

Nomes texturais

a) Nomes granulométricos: rochas rudáceas, arenáceas e lutáceas

O tamanho do grão é a propriedade textural mais utilizada na nomenclatura de rochas terrígenas e a sua medida recebe o nome de granulometria. Os nomes granulométricos das rochas baseiam-se nas escalas de tamanho de grão mais utilizadas pelos sedimentólogos, discutidas no Cap. 9. Utilizam-se assim os termos de origem latina **rudito**, **arenito** e **lutito**, ou seus equivalentes de origem grega: psefito, psamito e pelito. Para rochas que possuam mais de uma granulação, podem-se utilizar termos compostos. Por exemplo, uma rocha com 70% de areia e 30% de silte/argila é um arenito lutáceo. Se as proporções forem inversas, trata-se de um pelito arenáceo. A proporção limítrofe entre um arenito e um arenito lutáceo (ou vice-versa) mais adotada é de ¾ (75%). De acordo com essa convenção, um arenito com 80% de areia e 20% de silte-argila não é um arenito lutáceo, mas um arenito (acrescente a expressão com silte-argila, se quiser ser mais preciso).

b) Nomes baseados na quantidade relativa de matriz: arenitos, *wackes*, ortoconglomerados e paraconglomerados

O processo mais elementar de seleção granulométrica consiste na deposição trativa (Cap. 9) de areia ou cascalho, com manutenção das partículas finas em suspensão. Pode-se dizer que toda corrente (fluxo trativo) ou onda (fluxo oscilatório), acima de um certo nível de energia, é capaz de realizar este tipo de seleção. O resultado é a deposição de areia e/ou cascalho limpos, isto é, sem matriz. Assim, a separação das rochas sedimentares em dois grandes grupos, quanto à presença ou ausência de matriz, é uma classificação que tem implicações genéticas quanto à energia e ao mecanismo de transporte. Além disso, a identificação de matriz em uma rocha sedimentar possui sempre uma dose de interpretação, porque nem todo material lutáceo é matriz: a massa fina pode ter-se infiltrado a partir de camadas sobrejacentes durante a diagênese, por exemplo. Um outro fator complicante é que nem toda matriz continua fina após a deposição, porque os filossilicatos podem transformar-se em cristais maiores durante a diagênese (matriz transformada). Uma vez que a distinção entre matriz, original ou transformada, e finos de origem diagenética (matriz falsa) pode ser muito difícil em alguns casos, as classificações de rochas terrígenas baseadas na observação da matriz não utilizam como critério a simples ausência ou presença de matriz, mas a sua quantidade relativa.

Nos psamitos terrígenos, a fronteira entre rochas limpas e impuras equivale aos 10% de matriz verdadeira, original ou transformada (Fig. 14.13). Os psamitos são classificados como arenitos, abaixo desse limite, e como *wackes*, acima dele. Um *wacke* pode ser um arenito lutáceo ou um lutito arenáceo em que o material fino tem caráter de matriz. Analogamente, o termo lamito inclui lutitos em que o material fino tem caráter de matriz.

Dentre as rochas rudáceas, os equivalentes a arenito e *wacke* são, respectivamente, os termos ortoconglomerado e paraconglomerado (Fig. 14.14). Embora alguns autores sugiram quantidades limítrofes de matriz fina como fronteira entre estes dois tipos de rochas (em torno de 15%), o critério mais operacional em trabalho de campo consiste em observar se os clastos grossos (isto é, maiores de 2 mm) se tocam ou se são separados por matriz. Daí falar-se em rochas sustentadas pelo arcabouço (ou pelos clastos grossos) e rochas sustentadas pela matriz.

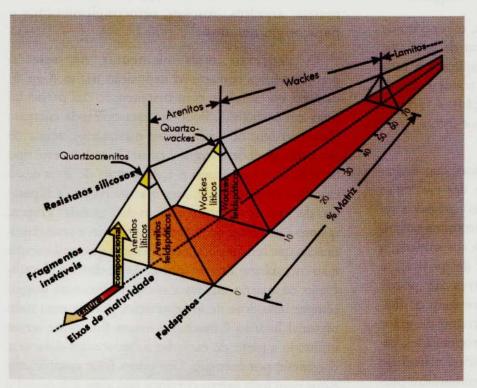



Fig. 14.13 Classificação de arenitos. Segundo Dott, 1964.

A experiência demonstra que, de início, há certa dificuldade para distinguir, dentre os termos paraconglomerado e ortoconglomerado, qual deles se refere ao rudito sustentado pelo arcabouço e qual se refere ao sustentado pela matriz. Mais uma vez, a análise etimológica das palavras é muito útil. O prefixo *para* é o mesmo de paradoxo, e lembra, portanto, contradição. Ortodoxo é usado em português no sentido de dentro das tradições. O prefixo *orto* aparece também em ortogonal. Significa, portanto, reto ou correto. Um conglomerado correto, clássico, tradicional, é aquele que tem muito cascalho e é sustentado pelo arcabouço. É ortoconglomerado. Já o conglomerado em que a lama, e não o cascalho, sustenta a rocha é paradoxal. É paraconglomerado.

Fig. 14.14 Representação esquemática: orto x paraconglomerado. "a", "b", e "c" são sustentados pelo arcabouço, enquanto "d" possui arcabouço flutuante (é sustentado pela matriz). Fonte: Harms et al., 1975.

c) Nomes alusivos ao arredondamento dos grãos: brechas e conglomerados

A forma dos grãos não tem sido formalmente lembrada como critério usual de classificação descritiva. De maneira informal, no entanto, costumam-se distinguir as rochas rudáceas ou psefíticas de arcabouço anguloso, designadas brechas, das de arcabouço subarredondado a arredondado, denominadas conglomerados. Do ponto de vista interpretativo, as brechas são associadas a transporte muito curto de material recém-desagregado, tais como brechas de intraclastos tabulares arrancados de estratos subjacentes (Fig. 14.15), brechas de colapso cárstico e brechas de sedimentos cataclasados. A maioria dos usos do termo brecha encontrada na literatura refere-se, como nesses exemplos, a transporte epiclástico ausente ou muito localizado (restrito não somente à bacia como ao próprio sítio deposicional).

Nomes mineralógicos

Nomes mineralógicos de rochas arenáceas

Os índices mineralógicos de maturidade sedimentar em depósitos terrígenos são a relação quartzo/feldspato, a relação quartzo / fragmentos de rocha não-silicosa (considerados mais instáveis) e a diversidade de mineralogia (Cap. 9). Esses parâmetros são

utilizados como critérios para classificar rochas sedimentares terrígenas. Os arenitos têm sido historicamente subdivididos em quartzo arenitos (ou quartzarenitos), arenitos feldspáticos (arcósios, nas classificações mais antigas) e arenitos líticos (ou litarenitos), conforme prevaleçam respectivamente quartzo, feldspato ou fragmentos de rocha instáveis (xistos, basaltos, metapelitos, andesitos, granitos etc.) em sua composição. Deve-se ressalvar que os critérios quantitativos, isto é, quanto de cada mineral a rocha deve ter para receber cada qualificativo, variam bastante de autor para autor. Tanto os psamitos limpos, ou arenitos, quanto os psamitos ricos em matriz, ou *wackes*, podem receber os mesmos três qualificativos: quartzoso, feldspático (arcoseano) e lítico (Fig. 14.13).

Nomes mineralógicos de rochas rudáceas

No caso das rochas rudáceas, o critério clássico de maturidade mineralógica empregado na classificação é a diversidade composicional. Trata-se de um parâmetro inverso de maturidade: quanto mais diversificada a composição do arcabouço, mais imatura é a rocha. No entanto, a diversidade composicional depende também da rocha-fonte. Um conglomerado formado ao pé de uma escarpa de falha ativa ou recente, como num leque aluvial ou submarino, tende a ter área-fonte próxima e pouco diversificada, independentemente de seu transporte curto. A baixa diversidade sugeriria maturidade alta, mas a maturidade real do depósito é baixa. Convém, portanto, não se restringir ao exame da diversidade composicional, e atentar também para o tipo de composição. Em nosso exemplo, muito provavelmente o conglomerado seria constituído por fragmentos de rocha instável, como granito ou basalto (as litologias mais comuns na crosta), o que denunciaria sua baixa maturidade química real.

Fig. 14.15 Brecha intraformacional de matriz arenosa (dois terços superiores da imagem), em contato irregular sobre arenito com estratificação plano-paralela. Rochas permo-triássicas da Bacia do Paraná (Formação Pirambóia), na região de São Pedro, Estado de São Paulo. Foto: P. C. F. Giannini.

Desse modo, a classificação composicional das rochas rudáceas é feita em dois passos. No primeiro, classifica-se a rocha, quanto à diversidade composicional do arcabouço, em polimítica ou oligomítica. O prefixo *poli* vem do grego e significa muitos/muitas (por exemplo, politécnica). No caso, muita diversidade composicional. O prefixo *oligo*, de oligarquia por exemplo, indica poucos/poucas. No caso, pouca diversidade composicional. O rudito polimítico pode ser definido como aquele em que mais de duas litologias ou mineralogias são necessárias para perfazer 90% da composição do arcabouço. O oligomítico define-se como o rudito em que apenas uma ou duas litologias ou mineralogias perfazem mais de 90% da composição do arcabouço.

No segundo passo, classifica-se a rocha rudácea quanto ao tipo de mineralogia/litologia que a compõe. Usando o mesmo princípio de classificação de psamitos, os ruditos podem ser subdivididos em quartzo ruditos, litorruditos e ruditos feldspáticos. Estes últimos são raros na natureza, exceto na dimensão de grânulos ou seixos pequenos, pois são incomuns os cristais de feldspato maiores que poucos centímetros.

Nomes mineralógicos para rochas lutáceas

Um instrumento clássico para classificação químico-mineralógica de rochas sedimentares de granulação fina é o diagrama triangular proposto por Alling em 1945. Este diagrama classifica as rochas lutáceas de acordo com a proporção relativa de três componentes (os três vértices do triângulo): argilominerais (filossilicatos hidratados), sílica (quartzo, calcedônia, opala) e carbonatos (Fig. 14.16). O triângulo de Alling não se limita ao universo das rochas terrígenas porque grande parte das rochas lutáceas carbonáticas e silicosas tem origem química e/ou biogênica. Não se limita também ao conjunto das rochas alóctones, pois algumas das rochas calcárias e silicosas finas são formadas por microcristais precipitados *in situ*. Apesar disso, a classificação é operacional, porque descreve com fidelidade as diferentes misturas de terrígenos e não-terrígenos observadas na natureza, e particularmente freqüentes nas granulações mais finas.

Os silexitos e porcelanitos podem receber denominações específicas, que explicitam a forma biológica de ocorrência dos grãos de sílica, como, por exemplo, silexitos e porcelanitos radiolaríticos (ricos em carapaças de um protozoário marinho denominado radiolário), diatomíticos (ricos em carapaças de algas diatomáceas; Fig. 14.17) e espongilíticos (ricos em espículas silicosas de espongiários). Mais do que os seis termos do triângulo, estas últimas adjetivações dependem necessariamente de um estudo microscópico do depósito e por isso não devem ser utilizadas como denominações de campo.

Fig. 14.16 Diagrama triangular para classificação composicional de rochas de granulação lutácea. Os vértices do triângulo referem-se aos extremos composicionais. As subdivisões internas indicam as estruturas sedimentares predominantes. Fonte: Alling, 1945.

Nomes relativos a estruturas sedimentares: folhelhos e ritmitos

As estruturas sedimentares deposicionais (marcas onduladas, estratificações cruzadas e estratificações plano-paralelas) são de fundamental importância na compreensão dos processos de deposição (Cap. 9) e na individualização de fácies sedimentares (unidades de descrição de depósitos sedimentares, com possível significado em termos de processo sedimentar). De modo geral, uma mesma litologia (no sentido visto até aqui, em que litologia resume-se a características texturais e mineralógicas) pode apresentar diferentes estruturas. Contudo, a mesma estrutura pode ocorrer em muitos tipos de litologia. Desse modo, a estrutura é tradicionalmente tratada como feição independente da litologia, sem influir na terminologia adotada para a rocha. Exceções encontram-se entre as rochas lutáceas terrígenas.

Fig. 14.17 Carapaças silicosas de algas diatomáceas ao microscópio eletrônico de varredura. Imagem obtida com detector de elétrons secundários. Fotomicrografia: I. J. Sayeg.

A relação entre aporte de filossilicatos e estrutura de rochas lutáceas é sugerida no triângulo de Alling (Fig. 14.16). Com a redução no teor de argilominerais, a estrutura do pelito passa de físsil, nos **folhelhos**, a laminada, nas margas e folhelhos silicosos, e daí a estrutura em camada, nos calcários finos, porcelanitos e silexitos. Para entender plenamente esta relação entre tipo de rocha lutácea e estrutura sedimentar, é preciso conhecer o significado dos termos fissilidade, laminação e acamamento. São todas formas de estratificação.

14.1 Estratos, camadas e lâminas: os tijolos de construção de depósitos sedimentares

A maioria das rochas sedimentares pode ser subdividida em camadas, estratos ou lâminas. Embora, no senso comum, estes termos pareçam sinônimos, na linguagem geológica existem diferenças entre eles.O estrato é uma unidade física ou visualmente distinta, definida pela distribuição de suas características sedimentológicas deposicionais (homogêneas ou variáveis segundo um padrão organizado) e/ou pela presença de superfícies delimitantes, de origem primária deposicional ou erosiva. Os estratos cujas características sedimentológicas variam segundo padrão organizado podem ser rítmicos, cíclicos ou gradados. Os rítmicos alternam repetidamente duas litologias (ABAB...); os cíclicos, mais de duas (ABCBA...); os gradados apresentam mudança gradual de granulação.

A estratificação é uma superfície de separação física que indica deposição segregativa no tempo e/ou no espaço. É o que delimita dois ou mais estratos vizinhos. Pode ser originada de duas maneiras diferentes:

1. pausa na deposição com ou sem erosão, ligada à mudança abrupta nas condições deposicionais (energia e aporte). Neste caso, a estratificação é uma superfície formada aproximadamente num só tempo (síncrona);

2. seleção espacial de grãos (de diferentes tamanhos, por exemplo) sob aporte e energia constantes. Neste caso, a estratificação não é obrigatoriamente formada num só tempo (pode ser diácrona).

A camada é um estrato considerado fundamental em dada escala de análise de afloramento e a lâminaé o menor estrato visível. A fissilidade é uma foliação sedimentar e encontra-se abaixo da escala de laminação, pois embora sua existência possa ser visualizada, não é possível ver claramente a olho nu os limites de cada folha. Esta foliação não se deve à diferença de cor primária nem a diferenças de granulometria ou mineralogia, mas à orientação deposicional dos microcristais placóides de argilominerais. É a característica distintiva dos folhelhos

Os **ritmitos** são rochas em que a estratificação plano-paralela se deve a uma alternância repetitiva entre estratos de duas litologias diferentes. O caso mais comum é a intercalação entre lutito escuro, rico em matéria orgânica, e arenito ou siltito claro. O par claro-escuro compõe a unidade rítmica da repetição. A produção de ritmitos deve-se a dois tipos básicos de processos: oscilações no aporte de material em suspensão, difuso na coluna de água (sobrefluxo ou *overflow*), ou correntes densas, de fundo de bacia, de caráter episódico e intermitente (subfluxo ou *underflow*). Neste último caso, o par claro-escuro tende a ser gradado. Os dois processos podem alternar-se num mesmo sítio deposicional, e seu registro aparecer intercalado.

14.3.4 Classificação das rochas carbonáticas

Nomes texturais

Nomes granulométricos: calcarenitos, calcirruditos e calcilutitos

As rochas calcárias clásticas podem ser classificadas segundo a granulação, de modo análogo às terrígenas. Para distinguir a terminologia de calcários clásticos em relação a rochas terrígenas, os termos rudito, arenito e lutito devem ser antecedidos de um prefixo que indique a composição mineralógica da rocha. Têm-se assim **calcirruditos**, **calcarenitos** (a forma calciarenito seria mais adequada, porém é menos usual) e **calcilutitos**, para calcários de composição calcítica. A porcentagem mínima de arcabouço rudáceo ou arenáceo necessária para denominar uma rocha de calcirrudito e calcarenito é de 10%. Desse modo, rochas calcárias com mais de 90% de matriz micrítica são automaticamente classificadas como calcilutitos. Para calcários de composição primária dolomítica, substitui-se o prefixo *calci* por *dolo*.

Nomes granulométricos para rochas não-carbonáticas, formadas de material de dentro da bacia (fosforitos e silexitos)

A classificação granulométrica de rochas carbonáticas segundo Folk pode ser adaptada para rochas clásticas intrabacinais com outras composições químicas, tais como dolomita, fosfato (colofana) e sílica micro a criptocristalinos. Os fosforitos, definidos como rochas sedimentares com mais de 18% de P_2O_5, ficariam assim subdivididos em fosfarruditos, fosfarenitos e fosfalutitos. Os fosfalutitos incluiriam os fosforitos microcristalinos homogêneos, também denominados colofanitos ou microfosforitos. As rochas silicosas, com mais de 50% de sílica livre, poderiam, de acordo com o mesmo critério, ser classificadas em silruditos, silarenitos e silutitos. Os silutitos incluiriam os silexitos e porcelanitos da classificação triangular de Alling.

Nomes baseados no tipo de grão

A segunda classificação textural mais utilizada para calcários abarca aspectos não contemplados nas classificações anteriores, porém importantes na interpretação dos processos deposicionais: o tipo de grão alobioquímico prevalecente (oóides, bioclastos, pelotilhas e intralitoclastos) no arcabouço e o tipo de material intersticial dominante (se matriz deposicional ou cimento). A constituição do arcabouço fornece o prefixo do nome da rocha: *oo*, para oóide, *bio*, para fósseis (a figura da primeira página deste capítulo é um exemplo), *pel*, para pelotilhas, e *intra*, para intralitoclastos. A constituição do carbonato intersticial fornece o sufixo do termo: **micrito**, para preenchimento dominantemente microcristalino, com caráter de matriz lamítica calcária, e **esparito**, para preenchimento dominantemente espático (espato significa cristal), isto é, cristais limpos de carbonato, maiores de 30 mm. Têm-se assim oito nomes, resultantes das combinações de prefixo e sufixo: oomicrito, ooesparito, biomicrito, bioesparito, pelmicrito, pelsparito, intramicrito e intraesparito (Figs. 14.18, 14.19 e 14.20).

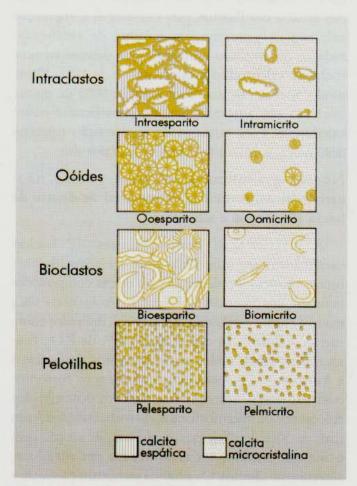



Fig. 14.18 Quadro da classificação de rochas calcárias, baseada no tipo de grão e de carbonato intersticial.

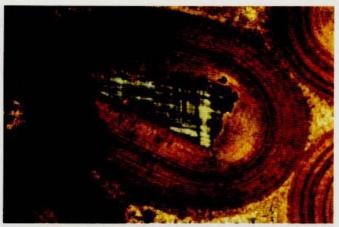



Fig. 14.19 Ooesparito, observado em seção delgada (polarizadores cruzados). Notar núcleo de microclínio no oóide central. Os grãos possuem cerca de 2mm de diâmetro. Calcário da Bacia de Itabora', RJ.. Fotomicrografia: A. M. Coimbra, L. A. Fernandes e A. M. Góes.

Fig. 14.20 Biomicrito silicificado da Índia, observado à lupa. Os bioclastos de moluscos possuem cerca de 0,5 cm de comprimento em média. Fotomicrografia: A. S. Assato, I. J. Sayeg e P. C. F. Giannini.

Nomes químico-mineralógicos: dolomitos e calcários

Entre as propostas puramente composicionais de classificação de rochas carbonáticas, a da Fig. 14.21 é provavelmente a mais utilizada. Ela não leva em consideração a origem da composição, se primária ou secundária. Adota a definição clássica de rocha carbonática, isto é, aquela que contém pelo menos 50% de carbonato em sua composição. As rochas com mais da metade de sua massa em carbonato dividem-se em oito grupos. Calcários e dolomitos são as rochas

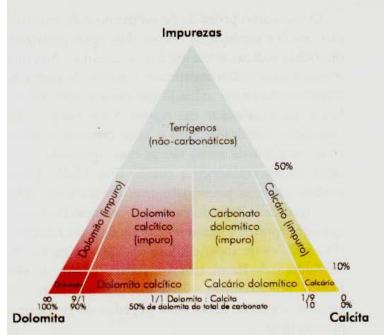



Fig. 14.21 Diagrama triangular para classificação composicional de rochas carbonáticas cálcio-magnesianas.

com menos de 10% de impurezas (não-carbonatos) cuja relação dolomita/calcita é de 1/9 e 9/1, respectivamente. Rochas carbonáticas com menos de 10% de impurezas e relação dolomita/calcita entre 9/1 e 1/1 são ditas dolomitos calcários. Reciprocamente, rochas puras com relação calcita/dolomita entre 1/1 e 1/9 são denominadas calcários dolomíticos. Para teores de impurezas entre 50 e 10%, acrescenta-se às mesmas designações (dolomito, calcário, dolomito calcário e calcário dolomítico) o adjetivo impuro.

Fig. 14.22 Extração de ritmito (nome comercial: ardósia), na Pedreira Itaú, município de Rio do Sul (SC). Notar que a rocha já é retirada na forma apropriada a seu uso como piso. Foto: P. C. F. Giannini.

14.4 Para que Servem as Rochas e Depósitos Sedimentares e para que Serve o Seu Estudo?

A importância das matérias-primas sedimentares no cotidiano das civilizações expressa-se em sua influência histórica na linguagem e nos costumes (Cap. 21). Até hoje, ninguém consegue pensar em sala de aula, por exemplo, sem lembrar de giz, lousa e caderno. O giz era originalmente obtido a partir de rochas calcárias finas, pulverulentas, que deixavam um traço esbranquiçado quando riscadas sobre uma rocha mais dura e lisa. A rocha dura e lisa sobre a qual se escrevia nas salas de aula pelo menos até meados do século XX era o folhelho ou a ardósia (folhelho levemente metamorfizado; Cap. 18). Posteriormente, a rocha foi substituída pelo cimento pintado, mas a cor da pintura continuou imitando o verde-escuro ou o preto característicos dos folhelhos, de onde surgiu a denominação quadro-negro.

No caderno, a participação da matéria-prima geológica é mais sutil, mas nem por isso menos visível e clara, no sentido literal destas duas palavras, porque a substância utilizada para clarear o papel é a caulinita, um argilomineral, na maioria dos casos oriundo de depósitos sedimentares. Os depósitos de caulinita consistem geralmente de argilas esbranquiçadas. No entanto, nem toda argila branca é pura ou mesmo suficientemente rica em caulinita para poder ser explorada economicamente para a indústria de papel. Outros argilominerais podem estar presentes, com propriedades indesejáveis.

O emprego dos argilominerais é assunto suficiente para um livro. Um livro, aliás, que ganha páginas novas a cada dia: a tecnologia de argilas é um dos ramos da geologia aplicada que mais cresce, com perspectivas de tornar-se o principal recurso mineral do século XXI, ao lado da água subterrânea e do petróleo. Isto se deve principalmente ao desenvolvimento das cerâmicas especiais, com propriedades específicas de condutividade e densidade que lhe conferem aplicações tecnológicas na indústria eletrônica, na construção civil e na engenharia aeronáutica. Mas deve-se também aos usos mais simples porém pouco conhecidos das argilas em nosso dia a dia: por exemplo, na fabricação de sabão em pó e remédios, na

limpeza de peles e couros de animais em curtumes e no enchimento de *vasos sanitários* para gatos domésticos.

Pisos em jardins, terraços e calçadas de dezenas de milhares de casas e edifícios brasileiros são revestidos por uma pedra cinza-escura, conhecida comercialmente como *ardósia*, mas que, na maioria dos casos, é um folhelho intercalado em laminação rítmica com siltito. As pedreiras de onde provém este ritmito concentram-se hoje na região leste do Estado de Santa Catarina (Fig. 14.22). No passado, houve pedreiras importantes da mesma rocha na região de Itu (Estado de São Paulo). Uma delas, desativada, foi transformada em parque turístico (o *Parque do Varvito*). Se prestarmos atenção a estes pisos de ritmito, encontraremos em sua superfície marcas onduladas, produzidas por correntes, e pistas deixadas por pequenos animais (possivelmente artrópodos).

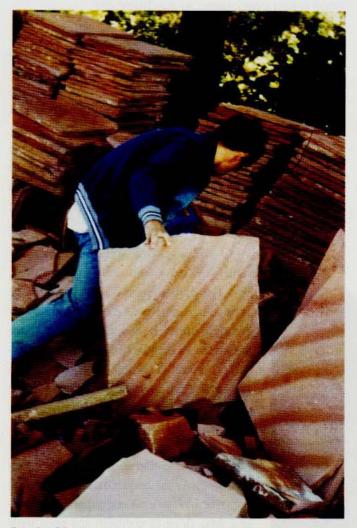



Fig. 14.23 Lajes de arenito silicificado (Formação Botucatu) da região de Ribeirão Claro (PR), prontas para comercialização. Notar a presença de marcas onduladas na superfície da laje, produzidas pelo vento que soprou no deserto há mais de 140 milhões de anos. Foto: P. L. Fonseca e P. C. F. Giannini.

O uso como pedra de revestimento e de construção envolve também os outros dois tipos principais de rochas sedimentares: arenitos e calcários. Arenitos róseos e amarelados constituem exemplo de pedra de revestimento muito utilizada nas casas e edifícios do Brasil, principalmente nas regiões Sul e Sudeste. As variedades silicificadas (isto é, com cimento de sílica entre os grãos de areia) são as mais apreciadas, por causa de sua resistência e coesão (Fig. 14.23). Estas rochas provêm principalmente de uma unidade estratigráfica da Bacia do Paraná, a Formação Botucatu, que corresponde a dunas eólicas do final do Jurássico (140 milhões de anos) e aflora em vários Estados do Sul-Sudeste do Brasil. Em Araraquara (Estado de São Paulo), por exemplo, várias calçadas são feitas de arenito, algumas delas com pegadas de pequenos dinossauros!

A importância dos calcários como rocha de construção e revestimento remonta aos monumentos pré-históricos e históricos, desde os sambaquis (montes de conchas de moluscos construídos pelo homem pré-histórico), até os vários edifícios das civilizações gregas e romanas, passando pelas pirâmides do Egito. A famosa esfinge também é constituída de calcário, ainda que não seja propriamente uma construção. Trata-se de uma rocha calcária esculpida e escavada *in situ:* cabeça, pescoço e tronco da esfinge correspondem a três estratos sedimentares, com resistências e aspectos diferentes.

O fato de os monumentos de calcário da Europa, do Egito e do Oriente Médio fazerem-nos pensar imediatamente em coisa velha, não só na idade, mas no aspecto, tem uma parcela de fundamento geológico, quanto à solubilidade e fragilidade física do calcário, evidenciada pela exposição, durante séculos, ao uso e às intempéries. Talvez por isso, nas últimas décadas, os calcários têm ganhado preferência no revestimento de ambientes internos, além do fato de as tonalidades claras, dominantes nesse tipo de rocha, ajudarem a refletir a luz e a iluminar esses ambientes. Daí seu uso, como norma, em pisos e paredes de grandes *shoppings*.

Retornando à casa como exemplo de uso de materiais sedimentares, encontraremos o próprio concreto, em que a areia é um dos ingredientes principais. O consumo da areia em construção civil cresce na proporção da expansão dos centros urbanos. Assim, não há grande cidade no País que não disponha de uma dezena de lavras desse material, também conhecidas como *portos de areia*.

A areia, se de composição quartzosa, é também uma das matérias-primas preferidas pelas indústrias de vidro, abrasivos e moldes de fundição. Embora os quartzitos (arenitos metamorfisados) sejam mais puros em quartzo, a exploração de arenitos e areias têm como vantagem a facilidade de desagregação (o que significa economia de energia e tempo).

Os materiais sedimentares são ainda importantes fornecedores de minerais de minérios metálicos e de gemas. A cena do garimpeiro concentrando ouro ou diamante nas águas de um rio, com auxílio de uma bateia, é o exemplo clássico desse tipo de extração. Não é raro depararmo-nos com uma película de areia de cor diferenciada concentrada na parte alta de uma praia (Figs. 14.24 e 14.25), no banco de um rio meandrante ou no flanco de uma duna. Trata-se de concentrações superficiais de minerais pesados, através da atuação hidro ou aerodinâmica de agentes sedimentares naturais. Estas concentrações, denominadas pláceres, constituem uma das fontes principais de extração da maioria dos minérios metálicos e preciosos, entre os quais: ouro, ilmenita (minério de titânio), cassiterita (minério de estanho), diamante, coríndon (nas suas variedades gemológicas rubi e safira), crisoberilo (na sua variedade gemológica alexandrita), topázio, monazita (fosfato de terras raras empregado em reatores nucleares) e granada (mineral semi-precioso, também usado como abrasivo). O mineral que predomina e confere cor negra à maioria dos depósitos de plácer é a ilmenita (Fig. 14.24). No entanto, conhecem-se pláceres com diferentes colorações, de acordo com o mineral dominante (Fig. 14.25). Os pláceres de areia de Guarapari (Estado do Espírito Santo) devem sua cor amarelada à alta concentração de monazita.

Fig. 14.24 Concentração natural de minerais pesados escuros em praia do sul da Bahia. O teor de minerais pesados nas areias da superfície dessa praia varia com a energia das ondas. Foto: A. M. Coimbra e L. A. P. Souza.

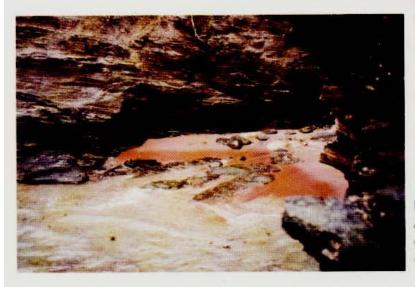



Fig. 14.25 Praia do Forno, em Armação de Búzios (RJ). A cor rósea das areias deve-se à elevada concentração de granada, proveniente dos biotita-granada xistos que circundam a praia. Foto: P. C. F. Giannini.

Leituras recomendadas

FOLK, R. L. *Petrology of Sedimentary Rocks.* Texas: Hemphill's Publish,1980.

FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E. *Principles of Sedimentology.* New York: John Wiley & Sons, 1978.

PETTIJOHN, F. J. *Sedimentary Rocks.* New York: Harper & Row, Publ. 3 ed., 1975.

SCHOLLE, P. A. *A colour illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities of sandstone and associated rocks.* Tulsa: AAPG (Memoir nº 27), 1978.

SCHOLLE, P.A. *A colour illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstone and associated rocks.* Tulsa: AAPG (Memoir nº 28), 1979.

SKINNER, B. J. & PORTER, S.C. *The Dynamic Earth.* New York: J. Wiley and Sons, 1995.

TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: an Introduction.* Oxford: Blackwell, 1981.

15

EM BUSCA DO PASSADO DO PLANETA: TEMPO GEOLÓGICO

Thomas R. Fairchild
Wilson Teixeira
Marly Babinski

É da natureza humana refletir sobre si e sobre o mundo ao seu redor. A consciência deu ao ser humano o domínio do tempo presente – *penso, logo existo* – mas também o desejo de saber do seu passado e da origem do seu mundo para poder entender seu lugar na Natureza e enfrentar o futuro. Todo povo, desde os tempos pré-históricos, guarda seus mitos e histórias sobre sua origem e a criação da Terra. Com o notável desenvolvimento das ciências nos últimos três séculos, a humanidade finalmente começou a desvendar, objetivamente, essas questões e os mistérios do mundo em que vive.

E é a Geologia, centrada no estudo das rochas, que nos auxilia nessa tarefa fascinante e difícil porque, ao contrário das ciências exatas, trata-se, em essência, de uma ciência histórica, fundamentalmente dependente do elemento tempo. O físico ou o químico, por exemplo, observa e analisa fenômenos atuais – experiências e reações rigorosamente controladas. O geólogo, contudo, busca entender fenômenos findados, já há milhares, milhões ou até bilhões de anos, pelo exame do **registro geológico** das rochas, fósseis e estruturas geológicas. Esse exercício trabalhoso é complicado ainda mais pela natureza incompleta e, comumente, muito complexa do registro (Fig. 15.1) e também em função da superposição e repetição de fenômenos ao longo da história geológica.

Para ordenar e comparar eventos passados, os geólogos desenvolveram uma escala de tempo padronizada e aplicada no mundo inteiro. Neste capítulo, veremos como se divide o Tempo Geológico e como a mudança paulatina na sua concepção e magnitude revolucionou nossa percepção da própria história da Terra. Veremos também como é possível estabelecer a idade das rochas, seja por meio do estudo dos fósseis, seja pela medição de isótopos radioativos e radiogênicos, avanço que culminou com a definição da idade da Terra em 4,56 bilhões de anos. Diante dessa dimensão temporal, refletiremos quão pequeno é o ser humano no espaço-tempo e quão insignificante é sua civilização milenar.

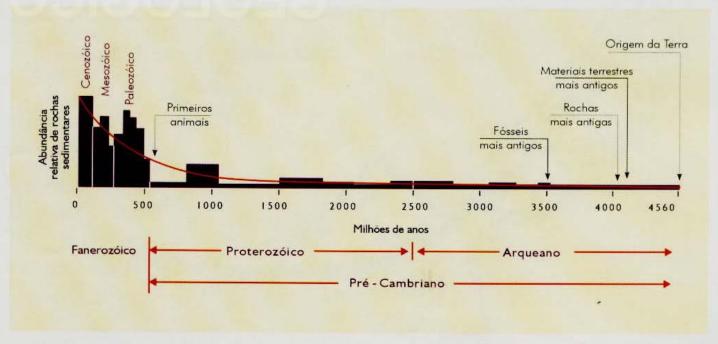



Fig. 15.1 Distribuição de rochas sedimentares no registro geológico. A curva da média de rochas sedimentares preservadas ao longo do tempo geológico sugere que o registro diminui quase que geometricamente com a idade. Será que realmente houve menos sedimentação no passado? Claro que não! Nossa dificuldade de compreender a imensidão do tempo envolvido é que nos dá esta impressão errônea. Além disso, quanto mais antigo o registro sedimentar, menores serão suas chances de ter escapado da destruição erosiva ou transformação metamórfica.

◄ *Stereosternum tumidum*, um membro do grupo dos mesossaurídos, conhecidos apenas na bacia do Paraná e na bacia contemporânea de Karroo, na África do Sul, extintos há 245 milhões de anos. Embora aquáticos, os mesossaurídos não eram nadadores suficientemente fortes para terem migrado da África para América do Sul. Simbolizam, portanto, uma das evidências da união pretérita destes continentes antes da abertura do oceano Atlântico. Comprimento máximo: 45 cm. Foto: Sérgio F. Beck.

15.1 Como Surgiu a Geologia e uma Nova Concepção do Tempo

15.1.1 Concepções iniciais da idade da Terra e o princípio da Geologia

A idéia de que a Terra poderia ser extremamente antiga só emergiu nesses últimos dois séculos, como conseqüência dos dois grandes movimentos da cultura ocidental que consolidariam a Geologia como uma ciência:

- Durante o Iluminismo o ser humano substituiu as explicações sobrenaturais para fenômenos da Natureza por leis naturais, fruto de descobertas da observação, pesquisa científica e emprego do senso comum.
- Com a Revolução Industrial, incrementou-se a demanda por matérias-primas e recursos energéticos oriundos da Terra.

Antes disso, nem se cogitava que o mundo pudesse ser "imperfeito" ou muito antigo por causa da forte influência religiosa no pensamento intelectual da época. O judaísmo pré-cristão, por exemplo, concebia a Terra como tendo apenas poucos milhares de anos. Idéia semelhante continuou a ser difundida ao longo da Idade Média e Renascença por sábios na Europa, que geralmente afirmavam que a criação do mundo, em coerência com a Bíblia, se deu há cerca de 6.000 anos (Fig. 15.2). Tal concepção transformou-se definitivamente em dogma em torno de 1650 quando o religioso Arcebispo Ussher (1581-1656) (Fig. 15.3a), primaz da Irlanda, publicou volumoso tratado sobre a cronologia bíblica, cuidadosamente pesquisada nas escrituras sagradas e em outros documentos históricos. Levando em conta todas as mudanças cronológicas impostas pela troca do calendário juliano pelo calendário gregoriano em 1582, Ussher declarou que a Criação deu-se na noite anterior ao dia 23 de outubro, um domingo, do ano 4004 antes de Cristo. Tal foi a influência de Ussher que essa data permaneceu até o início do século XX como nota de rodapé nas Bíblias publicadas pelas editoras das prestigiosas universidades inglesas de Oxford e Cambridge.

Fig. 15.2 O conceito medieval da idade da Terra. Esse cálculo da idade da Terra, baseado nas escrituras bíblicas, foi publicado na Crônica de Cooper, em Londres, em 1560. Um século depois, o Arcebispo Ussher apresentaria o último (e mais detalhado) estudo deste tipo.

Fig. 15.3 Ilustres personagens no surgimento da Geologia. a) Arcebispo Ussher, respeitado Primaz da Irlanda, em imagem da época. Fonte: Bettmann/ Corbis/ Stock Photos. b) Nicolau Steno, o primeiro a enunciar princípios da Geologia. Desenho: T. M. Fairchild. c) Caricatura de James Hutton, o escocês que estabeleceu a Geologia como uma ciência moderna, surpreso ao descobrir as imagens de seus rivais no afloramento. Fonte: Corbis/ Stock Photos. d) Sir Charles Lyell, o mais influente geólogo do século XIX, popularizou o conceito de uniformitarismo. Fonte: Ann Peck Dunbar Trust.

O descrédito ao qual o Arcebispo Ussher é geralmente submetido em livros, em função da falta de lógica de suas idéias à luz da Ciência moderna, é certamente exagerada, pois a história nos mostra que ele foi um estudioso muito respeitado e influente em sua época. Que isso nos sirva de exemplo para refletir sobre a imagem que gerações futuras poderão ter da Ciência de hoje.

No clima intelectual dos séculos XVII e XVIII, que mantinha a idéia do ser humano como centro do Universo e a Terra como de seu uso exclusivo, começou a surgir, timidamente, a Geologia. O dinamarquês Nils Stensen, mais conhecido pelo nome latinizado de Nicolau Steno (1638-1686) (Fig. 15.3b), foi quem primeiro enunciou os princípios dessa nova ciência. Médico, religioso (católico convertido do luteranismo) e perspicaz observador, Steno explicou a origem dos gêiseres (Cap. 17), reconheceu como dentes fósseis de tubarões as pedras popularmente chamadas de "línguas petrificadas" (*glossopetrae*), constatou a constância dos ângulos entre faces cristalinas (Cap. 2) e contribuiu para o estudo da anatomia humana. No seu livro *Prodromus*, publicado em 1669, ele estabeleceu os três princípios que regem a organização de seqüências sedimentares e que até hoje são chamados, muitas vezes, de princípios de Steno (Fig. 15.4):

- **Superposição**: sedimentos se depositam em camadas, as mais velhas na base e as mais novas sucessivamente acima.
- **Horizontalidade original**: depósitos sedimentares se acumulam em camadas sucessivas dispostas de modo horizontal.
- **Continuidade lateral**: camadas sedimentares são contínuas, estendendo-se até as margens da bacia de acumulação, ou se afinam lateralmente.

Apesar de simples, esses princípios são absolutamente fundamentais na análise geológica das relações temporais e espaciais entre corpos rochosos. Por exemplo, o princípio da superposição permite ordenar cronologicamente estratos não perturbados e, uma vez conhecida essa ordem, reconhecer situações em que tenham sido invertidas por processos tectônicos. Ao encontrarmos estratos sedimentares inclinados, é possível inferir, com base no princípio de horizontalidade original, que o pacote sofreu deformação posterior. E pelo princípio de continuidade lateral, podemos reconstituir a distribuição geográfica original de uma camada dissecada pela erosão através da **correlação física** dos seus vestígios (Fig. 15.5).

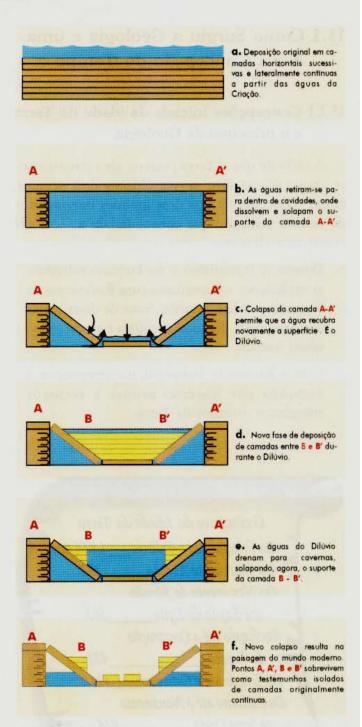



Fig. 15.4 A formação das rochas e da paisagem, sugerida por Steno (1669), de acordo com os princípios de superposição, horizontalidade original e continuidade lateral.

Contudo, a aplicação indiscriminada desses princípios pode levar a interpretações equivocadas. Por exemplo, numa sucessão estratificada de rochas sedimentares e ígneas, o observador deve reconhecer corretamente a diferença entre um derrame de lava, cuja formação obedece a esse princípio, e um *sill*, sempre intrusivo e, portanto, sempre mais novo do que as rochas encaixantes (Caps. 16 e 17), não se aplicando, aqui, o princípio da superposição.

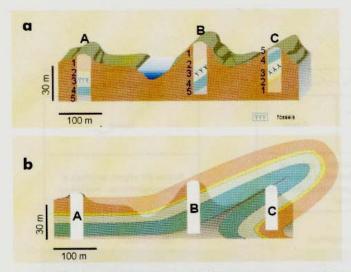



Fig. 15.5 Utilização dos princípios de Steno no campo. Uma geóloga investiga afloramentos A, B e C; em a) Pelos princípios de superposição e de horizontalidade original (e apoiada pela observação dos corais fósseis preservados em posição de vida), ela interpreta como normal (não perturbado) o arranjo das camadas 1 a 5 no afloramento A, sendo a camada 1 a mais velha e a camada 5, a mais nova. Pelos princípios de continuidade lateral e de superposição, ela infere que a mesma seqüência também se estende até B e C, apresentando-se, porém, pelo princípio de horizontalidade original, ligeiramente dobrada em B e invertida em C. b) Com base nessas conclusões, a geóloga apresenta sua interpretação final sob a forma de um perfil geológico.

Dependendo da energia do meio e da topografia do substrato, o princípio de horizontalidade não se aplica estritamente, como no caso da formação de estratificação cruzada em ambientes sedimentares de alta energia (Caps. 9, 12 e 14), ou durante a deposição sobre as superfícies inclinadas de leques aluviais e frentes deltáicas (Cap. 10). Nem toda camada termina lateralmente por afinamento ou nos limites de bacias, pois comumente um sedimento cede lugar, lateralmente, para outro de maneira gradativa. Um arenito, por exemplo, pode passar para siltito, devido a mudanças na distância da fonte, energia do meio, profundidade, etc. Transições laterais desse tipo, chamadas de mudanças de fácies litológicas (nesse caso particular, de fácies sedimentares), refletem normalmente a distribuição de ambientes de sedimentação distintos no interior de uma mesma bacia (Cap. 9). A migração desses ambientes ao longo do tempo produz diferentes padrões de interdigitação e sucessão de fácies que denotam avanços (transgressões) e recuos (regressões) do corpo da água relativos às margens da bacia.

A Fig. 15.6 ilustra algumas situações de registro sedimentar de diferentes ambientes costeiros. Vê-se, na parte *a* da figura, que o princípio de continuidade lateral não se aplica estritamente, pois as camadas em vez de se estenderem até os limites da bacia gradam lateralmente para fácies sedimentares distintas, cada qual como produto de um ambiente contemporâneo diferente. A parte *b* mostra como o arranjo geográfico desses ambientes e o registro sedimentar dessas fácies podem se modificar, ou não (seção à esquerda), com o tempo, avançando sobre o continente (transgressão) quando a subida do nível do mar é mais rápida do que o preenchimento da bacia sedimentar (seção do meio), ou migrando no sentido oposto (regressão) quando os sedimentos oriundos do continente avançam mar adentro (seção à direita). A parte *c* registra a transgressão ocorrida na região do atual Grand Canyon (E.U.A.) durante o Cambriano. O exagero vertical de mais de 200 vezes permite visualizar bem o avanço principal das fácies de oeste para leste, bem como os avanços e recuos menores (nos círculos) superimpostos nesse processo. As duas linhas de tempo (linhas pontilhadas, definidas paleontologicamente), passando lateralmente de uma litologia para outra, demonstram que enquanto o arenito Tapeats se depositava na parte central da região, o folhelho Bright Angel se sedimentava logo a oeste. Pouco depois, o mesmo fenômeno repetiu-se entre as lamas do folhelho Bright Angel e os carbonatos do calcário Muav.

Hoje esses três princípios de Steno parecem mais do que óbvios, mas o clima intelectual da Europa no século XVII era de transição entre os mundos medieval e moderno, com Inquisições e interpretações eruditas da história da Terra baseadas nas escrituras bíblicas, e nas grandes descobertas científicas, como o telescópio, o microscópio, a física e o cálculo. É sintomático que tenha sido um padre católico e naturalista, Steno, quem tenha enunciado esses princípios.

A simplicidade do conceito bíblico da formação da Terra refletiu-se também nas primeiras tentativas científicas de ordenar a história geológica do planeta, por volta do século XVIII. Entre 1750 e 1760, Giovanni Arduino (1713-1795) nos Alpes italianos e J. G. Lehmann (1719-1767) na Alemanha denominaram as rochas cristalinas com minérios metálicos, observadas nos núcleos das montanhas, de primárias ou primitivas e as rochas estratificadas bem consolidadas (calcários, folhelhos) com fósseis de secundárias; as rochas estratificadas pouco consolidadas, com fósseis marinhos e intercalações vulcânicas, receberam a designação de terciárias. Posteriormente, surgiu o termo transicional para acomodar rochas intermediárias en-

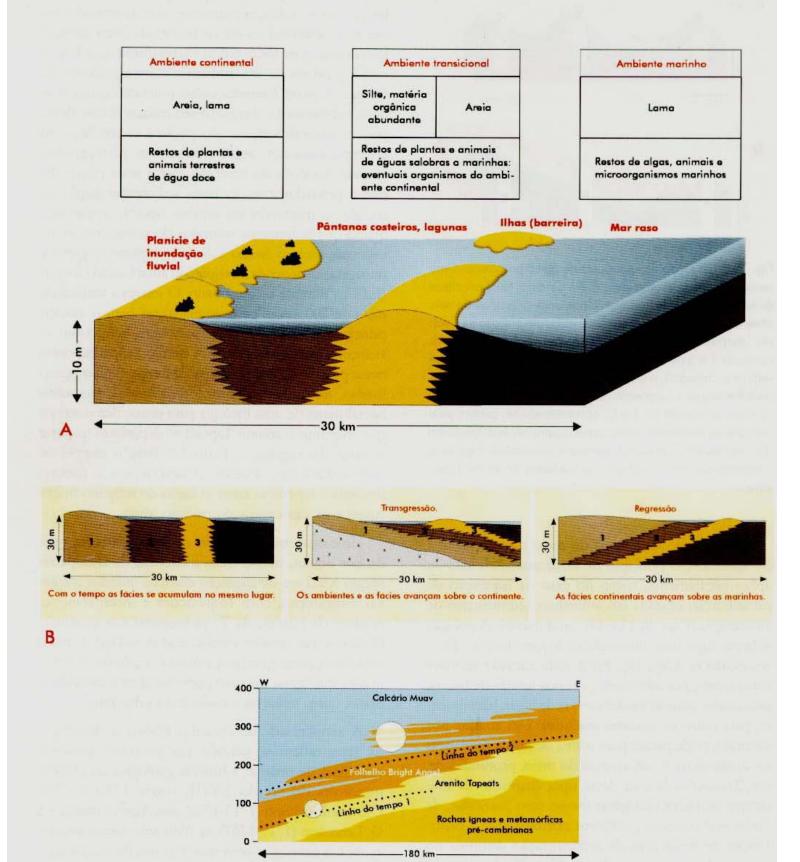



Fig. 15.6 O conceito de fácies sedimentares exemplificado na distribuição de alguns ambientes costeiros e seus produtos litológicos (fácies).

tre as primárias e secundárias, e em 1829 o francês J. Desnoyers cunharia o vocábulo quaternário para sedimentos marinhos recobrindo rochas terciárias na bacia de Paris (França). Os termos "primário e "secundário" já foram abandonados, mas os termos Terciário e Quaternário ainda constam da escala moderna do tempo geológico, embora com conceitos diferentes dos originais (Tabela 15.1).

Na segunda metade do século XVIII, essa subdivisão simples foi interpretada à luz do relato bíblico da separação das terras e das águas durante a Criação. De acordo com essa idéia, quase todas as rochas, incluindo rochas ígneas como granitos e basaltos, teriam se precipitado das águas do mar primordial, daí a razão do nome, **netunismo**, em homenagem a Netuno, o deus do mar da mitologia greco-romana.

Conforme mostra a Fig. 15.7, os netunistas acreditavam que as rochas se formavam em quatro séries seqüenciais a partir das águas do mar primevo, como relatado na Bíblia. Para eles, as duas séries mais antigas, incluindo rochas ígneas e metamórficas, eram precipitadas em capas concêntricas sobre toda a superfície original da Terra quando esse mar ainda cobria tudo. As outras duas séries, mais restritas geograficamente e caracterizadas por fósseis, marcas de correntes e outras estruturas indicativas de águas mais rasas, eram originadas quando os continentes já se expunham acima do nível do mar. Para explicar a descida do nível do mar primevo os netunistas, como Steno, postulavam que as águas sumiam para dentro de imensas cavidades no interior da Terra (Fig. 15.4).

O netunismo teve em Abraão Gottlob Werner (1749-1817), professor durante 42 anos na Academia de Minas em Freiberg (Alemanha), seu proponente mais carismático. Werner foi o mais renomado professor de Geologia da sua época, lecionando inclusive para o eminente mineralogista (e político) brasileiro, José Bonifácio de Andrada e Silva na década de 1790. Os livros-texto de Geologia tendem a tratar Werner com certo desprezo, por causa da insustentabilidade científica do netunismo. Mas a influência de Werner se estendeu até 1840, inclusive no próprio berçário da doutrina antagônica, o plutonismo, que nascera no fim do século XVIII em Edinburgo, Escócia. Por ser um dos primeiros naturalistas a adotar um ponto de vista geológico-histórico, Werner merece ser lembrado como um dos pioneiros da Geologia Histórica.

TABELA 15.1 A escala do tempo geológico (idades segundo Gradstein & Ogg, 1996). Para facilitar a compreensão da magnitude dos 4.560.000.000 anos de tempo geológico, veja o quadro na contracapa que conta a história da Terra como se ela tivesse ocorrido no intervalo de um ano, o "Ano-Terra".

Eon	Era	Período		Época	(Ma)
Fanerozóico	Cenozóico	Quatenário		Holoceno (ou Recente)	0,01
				Pleistoceno	1,8
		Terciário	Neógeno	Plioceno	5,3
				Mioceno	24
			Paleógeno	Oligoceno	33
				Eoceno	54
				Paleoceno	65
		Cretáceo			142
		Jurássico			206
		Triássico			248
	Paleozóico	Permiano			290
		Carbonífero			354
		Devoniano			417
		Siluriano			443
		Ordoviciano			495
		Cambriano			545
Proterozóico					2 500
Arqueano					4 560

Quarta Série	Terceira Série	Segunda Série	Primeira Série
Formações Parciais, geradas após a emergência dos continentes acima do nível do mar		Formações Universais precipitadas sobre toda a superfície original da Terra	
Rochas Terciárias Material aluvial dos terrenos baixos	**Rochas Secundárias** Arenitos,calcários e folhelhos, muito fossilíferos, com intercalações de rochas "precipitadas"	**Rochas de Transição** Calcários e grauvacas, até com fósseis e marcas de corrente, ainda com outras rochas "precipitadas"	**Rochas Primitivas ou Primárias** Granitos, gnaisses, xistos, ardósias, e outras de "aspecto antigo"

Fig. 15.7 A origem das rochas segundo os netunistas.

15.1.2 James Hutton e a consolidação da Geologia como ciência

Enquanto Werner lecionava na Alemanha, o naturalista escocês James Hutton (1726-1797) (Fig. 15.3c) fazia as observações que serviriam de base para transformar a Geologia numa ciência, nas primeiras décadas do século XIX. Hutton descreveu evidências de metamorfismo de contato entre basalto e rochas sedimentares próximas à sua casa em Edinburgo, interpretou como intrusivo (e não "precipitado") um granito que cortava calcário, supostamente mais novo segundo os netunistas (Fig. 15.9). Juntando essas observações com seus conhecimentos de experiências de fusão e resfriamento de materiais rochosos realizadas por colegas, Hutton demonstrou a natureza fluida, quente e intrusiva das rochas ígneas, fundamentando, assim, o conceito de **plutonismo** (de Plutão, deus grego das profundezas), em contraposição ao netunismo de Werner.

Hutton também percebeu que a história da Terra era inimaginavelmente mais longa do que se pensava em sua época. Em seu trabalho mais importante, *Theory of the Earth*, de 1788, e reformulado, após sua morte, por John Playfair, em 1804, Hutton articulou suas idéias modernas sobre a Geologia e a história longa e complexa da Terra. Para Hutton, todo o registro geológico podia ser explicado pelos mesmos processos que atuam hoje, como erosão, sedimentação, vulcanismo, etc., sem necessidade de apelar para origens especiais ou intervenção divina. Esse conceito leva o nome de princípio de **causas naturais**.

Hutton chegou a essa conclusão, em parte, ao reconhecer em Siccar Point, Escócia (Fig. 15.8d), o caráter cíclico do registro geológico, pois cada vez que procurava a base de uma seqüência de rochas em busca do suposto "início" da atividade geológi-

ca na Terra, sempre se deparava com outras rochas ainda mais antigas, representando ciclos mais antigos, muitas vezes dobradas ou metamorfizadas e separadas das rochas do primeiro ciclo por uma superfície discordante erosiva. Tal superfície foi denominada **discordância** (Fig. 15.8), o que levou

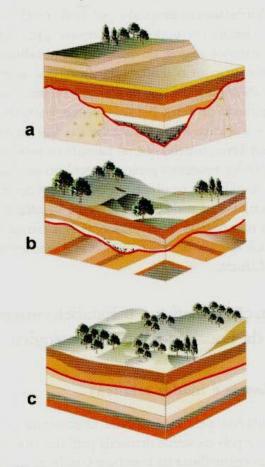



Fig. 15.8 Diagrama esquemático mostrando os três tipos de discordâncias. a) não-conformidade; b) discordância angular; c) desconformidade; d) Exposição de dois ciclos de deposição, soterramento, deformação, soerguimento e erosão. O ciclo mais antigo é ilustrado por rochas silurianas com acamamento subvertical e o mais recente por arenitos devonianos subhorizontais, em Siccar Point, Escócia. Uma discordância angular visível separa os dois ciclos geológicos (Fig. 15.8b). Foto: W. Teixeira.

Hutton a escrever sua frase mais célebre: "O resultado, portanto, de nossa presente investigação é que não encontramos nenhum vestígio de um começo, nenhuma perspectiva do fim", ao referir-se à ação dos processos geológicos. Esta frase rompeu, de vez, com o conceito de uma Terra recém-criada, e acenou não somente com um passado geológico incalculavelmente longo como também com um futuro geológico sem fim, ou seja, idealizou-se o tempo infinito.

Como resultado do trabalho de Hutton, reconhecemos hoje três tipos distintos de discordâncias originadas pela erosão ou pela ausência de sedimentação num dado lugar:

- **não-conformidade**, quando o pacote sedimentar se assenta em contato erosivo diretamente sobre rochas ígneas ou metamórficas (Fig. 15.8a);
- **discordância angular**, quando o pacote sobrepõe-se a outro, com contato brusco em relação ao pacote mais antigo, constituído por camadas inclinadas com ângulo diferente do pacote superior, mais jovem (Figs. 15.8b e d);
- **desconformidade**, quando a descontinuidade entre os pacotes sedimentares, bem como o acamamento dessas rochas são quase paralelos; este último tipo de discordância é difícil de ser identificado, só podendo ser detectado por diferenças paleontológicas ou contrastes faciológicos entre as camadas em contato (Fig. 15.8c).

Ao reconhecer as relações de contato e de idade relativa entre corpos geológicos justapostos (intrusões/rochas encaixantes, discordâncias/rochas sotopostas, etc.), Hutton efetivamente estabeleceu outro princípio fundamental da Geologia, ou seja: as **relações entrecortantes de corpos rochosos** (Fig. 15.9). Este princípio pode ser desdobrado em duas partes, uma regida pela lei das relações de corte e a outra pela lei das inclusões. Segundo essas duas leis, qualquer feição geológica (rocha, fóssil ou estrutura) cortada ou afetada por outra (dique, *sill*, discordância, falha, dobra, atividades de organismos, etc.) ou contida em outra (um seixo num conglomerado, uma bolha de gás num cristal ou um xenólito numa rocha ígnea, etc.) é mais antiga do que a rocha que a corta ou que a contém ou que a estrutura que a afeta.

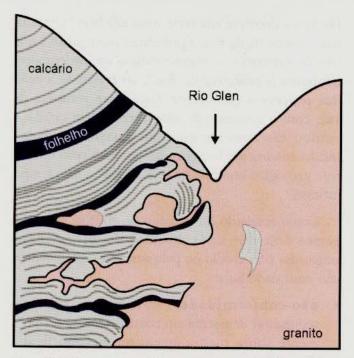



Fig. 15.9 Seção esquemática da região do rio Tilt, na Escócia, onde pode ser observado o conceito das "relações geológicas entrecortantes" (baseada em figura de Charles Lyell). Notar que o granito (rosado) penetra e circunda blocos de calcários e folhelhos. Esta prova cabal contrariou a idéia netunista da formação dos granitos por precipitação antes dos calcários e folhelhos.

15.1.3 "O presente é a chave do passado" – uniformitarismo e atualismo

Entre 1830 e 1875, outro escocês, Sir Charles Lyell (1797-1875) (Fig. 15.4d), popularizaria, em 14 edições de seu clássico *Principles of Geology*, o princípio de causas naturais sob o prisma do **uniformitarismo**. Essa obra influenciou várias gerações de geólogos, a começar pelo jovem Charles Darwin (1809-1882), que o levou consigo ao embarcar no *Beagle* em 1831 em sua monumental viagem ao redor do mundo.

Na visão de Lyell, o presente seria a chave do passado, sendo o passado igual ao presente inclusive em gênero e intensidade dos processos atuantes da dinâmica interna e externa. Todavia, sabemos hoje que isso não é verdade. Por exemplo, perante a inexistência de cobertura vegetal nos continentes no período anterior a 400 milhões de anos atrás, os processos de intemperismo, erosão, formação de solos, absorção e reflexo de energia solar, etc. certamente foram bem diferentes dos que atualmente operam. Ou ainda, consideremos o contraste da história recente da Terra, advindo do clima glacial rigoroso, há poucos milhares de anos, que envolveu boa parte da América do Norte, Ásia e Europa, ou ainda quando, há 300 milhões de anos, o mesmo fenômeno afetava desde o Sul até o Nordeste do Brasil. Se pudéssemos regressar no tempo, observaríamos fauna, flora, continentes e até atmosfera cada vez menos familiares, até que, finalmente, nos primórdios do tempo geológico, possivelmente não mais reconheceríamos nosso próprio planeta, tamanha sua diferença dos dias de hoje.

O uniformitarismo proposto por Lyell revelou-se dogmático demais, de modo que se ensina o princípio de causas naturais através do conceito de **atualismo**, muito parecido com o uniformitarismo, mas sem a conotação da estrita igualdade de condições entre o presente e o passado da Terra. Na sua essência, portanto, o atualismo é a afirmação da constância das leis naturais que regem a Terra, mesmo que no passado os produtos e intensidade dos processos geológicos tenham sido algo diferentes daquilo que se observa atualmente (Cap. 23). Sendo assim, não há nada particularmente "geológico", nem novo no conceito de atualismo, pois a crença na imutabilidade das leis básicas da natureza é o substrato de toda a Ciência.

15.2 Datação Relativa e o Estabelecimento da Escala de Tempo Geológico

15.2.1 Fósseis e idades relativas

Estimulados pela curiosidade fomentada pelo Iluminismo e pela crescente demanda para recursos minerais, alguns naturalistas na Europa e Grã-Bretanha no fim do século XVIII e início do século XIX notaram, ao aplicar os princípios de Steno, que os mesmos conjuntos de **fósseis** (restos e vestígios de animais e plantas preservados nas rochas) (Fig. 15.10) apareciam sempre na mesma ordem. Entre 1799 e 1815, o topógrafo inglês William Smith (1769-1839), publicou o primeiro mapa geológico da Grã-Bretanha, e o célebre anatomista L.C.F.D. Cuvier (1769-1832), em conjunto com o mineralogista A. Brongniart (1770-1847), na França, concluíram, independentemente, que essa constatação permitia estabelecer a equivalência temporal, ou seja a **correlação fossilífera ou bioestratigráfica** (Fig. 15.11), entre faunas e floras fósseis iguais, mesmo que contidas em litologias diferentes e em seqüências distantes entre si. Estava enunciado, assim, o princípio de **sucessão biótica** (ou faunística/florística), que estabelece ser possível colocar rochas fossilíferas em ordem cronológica pelo caráter de seu conteúdo fóssil, pois cada período, época ou subdivisão do tempo geológico possui um conjunto particular de fósseis, representativo dos organismos que viviam naquele tempo.

15.1 Fósseis, Paleontologia e Arqueologia

Quem nunca ouviu falar em "fósseis" e nos paleontólogos que os estudam, após os filmes dos anos 1990 sobre dinossauros? A Paleontologia, que se torna cada vez mais sofisticada e interdisciplinar, é, e sempre foi, fundamental na resolução de problemas de paleoambientes, paleogeografia, paleoecologia, correlação e evolução. Não deve ser confundida com a Arqueologia, apesar dessas duas ciências compartilharem de muitas técnicas de investigação. Diferem principalmente no tipo e idade dos objetos de estudo, cabendo à Arqueologia as culturas humanas e civilizações, principalmente dos últimos 10.000 anos, e à Paleontologia o estudo dos fósseis, que compreendem qualquer evidência, direta ou indireta, de vida mais antiga que esse limite. Os fósseis incluem desde os restos resistentes dos próprios organismos, como conchas, dentes, ossos, carapaças, matéria orgânica carbonizada ou mumificada, etc., até vestígios biológicos indiretos, como moldes e réplicas de conchas e folhas ou marcas indicativas de atividades biológicas pretéritas (pegadas, pistas, etc.) (Fig. 15.10).

Por que o limite de 10.000 anos para distinguir entre objetos arqueológicos e paleontológicos? Existem, evidentemente, sítios arqueológicos mais antigos e jazigos fossilíferos mais recentes como, por exemplo, muitas das pinturas em cavernas da Europa e as ossadas de animais extintos encontradas em cavernas e cacimbas aqui no Brasil. Mesmo assim, esta data representa um divisor temporal entre as investigações da maioria desses dois grupos de cientistas, pois marca o início da mais recente época geológica, o Holoceno, após a última fase glacial pleistocênica. A subseqüente mudança climática favoreceria a expansão demográfica de nossos ancestrais e desencadeou grandes transformações culturais. Este rico registro está tipicamente preservado em materiais pouco consolidados e associado a restos de animais e plantas comuns até hoje. Em contraste, o registro paleontológico das épocas mais antigas, repleto de fósseis de organismos extintos, encontra-se invariavelmente litificado.

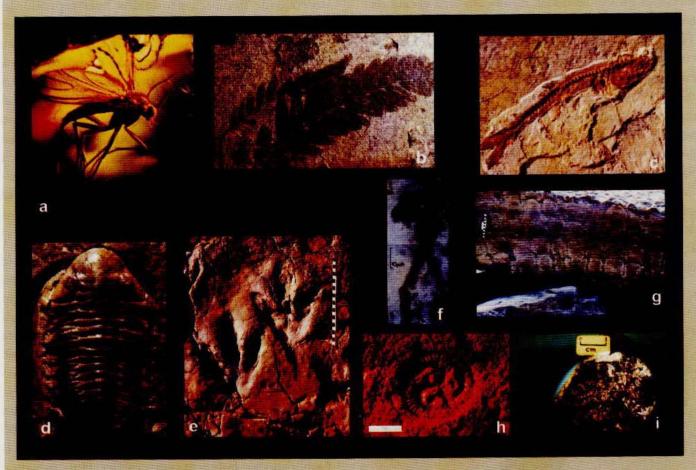



Fig. 15.10 Tipos de fósseis. a) Inseto mumificado em âmbar de idade terciária. Dimensão máxima, 1 cm. Fonte: Alfred Pasieka/ SPL/ Stock Photos. b) Folha incarbonizada de planta terciária supostamente ancestral do pau-brasil, Minas Gerais. Dimensão máxima,6 cm. Foto: S. F. Beck. c) Conservação parcial (ossos, dentes) de peixe (*Dastilbe elongatus*), Cretáceo do Ceará. Dimensão máxima, 6 cm. Foto: S. F. Beck. d) Molde de carapaça de um trilobite, Devoniano do Paraná. Dimensão máxima, 7,5 cm. Foto: S. F. Beck. e) Pegadas (fósseis traço ou icnofósseis) deixadas por dinossauro carnívoro, Cretáceo do Piauí. Foto: G. Leonardi, 1984. f) Microfóssil filamentoso (cianobactéria ou bactéria) com 3,5 bilhões de anos, o mais antigo fóssil do mundo, Arqueano da Austrália. Foto: J. W. Schopf. g) Estromatólitos (estruturas calcárias construídas por comunidades de micróbios) do Proterozóico (~600 milhões de anos) da Bahia. Foto: T. R. Fairchild. h) Molde de invertebrado desprovido de carapaça da Fauna de Ediacara, a fauna fóssil mais antiga do mundo, (570 milhões de anos), Neoproterozóico da Austrália. Foto: B. N. Runnegar. i) Tubos calcários secretados pelos primeiros animais capazes de produzir algum tipo de carapaça mineralizada (*Cloudina lucianoi*), ~545 milhões de anos de idade (limite Proterozóico/Fanerozóico), Mato Grosso do Sul. Foto: T. R. Fairchild.

Para explicar a curiosa sucessão de fósseis no registro geológico, surgiram dois conceitos radicalmente opostos: o **catastrofismo** de Cuvier, que interpretava o registro fóssil como resultado de sucessivas extinções cataclísmicas globais, cada qual seguida pela recriação, logo depois, de uma nova fauna e flora, e a **evolução biológica** de Charles Darwin, que explicava a diversidade do registro fossilífero como resultado da interação entre seres e o meio ambiente com a sobrevivência e sucesso das formas mais bem adaptadas (seleção natural). Para Darwin, portanto, as extinções representavam eventos naturais, ao contrário de Cuvier, que advogava o sobrenatural para explicá-las.

Com o princípio de sucessão biótica à sua disposição, geólogos da Grã-Bretanha e Europa puderam, no curto intervalo de 1822 a 1841, ordenar as principais sucessões geológicas dessas regiões em uma **escala de tempo geológico** pela **datação relativa** (Fig. 15.11, Tabela 15.1) das faunas e floras fósseis contidas nas rochas estudadas. Inicialmente, descreveram sistemas espessos de rochas, cada qual com seu conteúdo fossilífero distinto. Cada sistema de rochas teria sido depositado durante um **período** específico, identificado pelo conjunto de fósseis peculiar ao sistema e designado por um nome alusivo a alguma feição da região onde o sistema foi definido, por exemplo, um termo geográfico (como Cambriano, de Cambria, antigo nome romano para Inglaterra; Devoniano, de Devonshire, Inglaterra; Jurássico, dos Montes Jura na Europa e Permiano, da cidade de Perm, na Rússia), cultural (como Ordoviciano e Siluriano, dos nomes das tribos Ordovices e Silures que habitavam o País de Gales), geológico (como Carbonífero, com referência ao rico conteúdo em carvão, Triássico, por causa da sua subdivisão em três sucessões litologicamente bem distintas e Cretáceo, da palavra francesa *craie* – giz –, com referência à grande quantidade de calcário fino), ou até histórico (como Terciário e Quaternário, herdados, mas conceitualmente modificados, dos primeiros esquemas de subdivisão geológica).

Fig. 15.11 Correlação fossilífera ou bioestratigráfica. A variedade e as mudanças no conteúdo fossilífero, representado pelos diversos símbolos de conchas, quadrados etc. nas camadas 1 a 6 da seção B permitem uma correlação temporal com as camadas nas seções A e C, com base no princípio de sucessão biótica. Na seção A, a camada 4 está ausente, representada por uma desconformidade, já que as camadas 3 e 5 são paralelas entre si.

Mas por que a sucessão biótica permitiu essa subdivisão tão notável do registro sedimentar e do tempo geológico? Por conta dos mecanismos da evolução biológica e pelo grau de preservação dos organismos que já habitaram nosso planeta. A evolução dos organismos mais complexos (os eucariotos), como os invertebrados, vertebrados e plantas, por exemplo, mostra-se extremamente oportunística em função da diversidade genética produzida pela reprodução sexuada. Qualquer inovação evolutiva vantajosa tende a ser explorada rápida e intensamente, produzindo um surto de formas novas e a invasão de novos nichos ecológicos. Por outro lado, quando os descendentes se tornam tão especializados que perdem a capacidade de se adaptar a mudanças ambientais, o grupo esvanece e se extingue. Na verdade, mesmo sem entender os processos evolutivos envolvidos, os geólogos da primeira metade do século XIX acabaram delimitando, intuitivamente, seus sistemas pelo registro fóssil dos principais eventos de expansão e de extinção biológica ocorridos nos últimos 550 milhões de anos.

Evidentemente, a definição de novos sistemas e períodos só podia ser feita em rochas contendo fósseis facilmente reconhecíveis. Anteriormente ao período Cambriano praticamente todos os organismos eram muito pequenos e desprovidos de partes suficientemente resistentes para serem preservados no registro sedimentar. Por isso, o registro fóssil relativamente escasso e pouco diversificado anterior ao Cambriano passou despercebido pelos geólogos britânicos e europeus, que não definiram nenhum sistema pré-cambriano no século XIX. Por outro lado, o registro fóssil do intervalo desde o Cambriano até hoje tem outro caráter, farto, variado e facilmente visível, resultado do aparecimento repentino e diversificação explosiva, pouco antes de 540 milhões de anos atrás, dos primeiros animais e algas capazes de secretar partes duras de calcita, fosfato, sílica, quitina, etc. Poucos milhões de anos mais tarde, apareceram representantes de praticamente todos os grandes grupos (filos) de invertebrados com conchas, carapaças e outras partes duras, distinguindo para sempre o registro geológico subseqüente.

A correlação fossilífera ou bioestratigráfica, cada vez mais refinada, levou, mesmo antes de 1850, à subdivisão dos períodos, e destes em **Épocas** e unidades menores. Ao mesmo tempo, semelhanças e distinções entre os fósseis de diversos períodos permitiram a agregação dos períodos nas **Eras** Paleozóica, Mesozóica e Cenozóica, delimitadas pelas maiores extinções na história da vida no fim do Permiano e Cretáceo, respectivamente. Modernamente, as eras têm sido agrupadas em intervalos de tempo maiores conhecidos como os **Eons:** Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico. O nome "Fanerozóico", derivado de *phaneros*, visível, e *zoos*, vida, é particularmente adequado, pois refere-se ao intervalo de tempo (do Cambriano até hoje) caracterizado por abundante, diversificado e facilmente reconhecível registro fóssil. Os eons Arqueano e Proterozóico são conhecidos, coletivamente, pelo termo informal Pré-Cambriano.

15.2.2 Darwin, Kelvin e as primeiras tentativas de calcular a idade da Terra

Se por um lado os naturalistas da primeira metade do século XIX resolveram o problema da datação relativa do registro, utilizando os princípios de superposição e de sucessão biótica, por outro lado, não tinham idéia de quanto mais velha ou mais nova uma rocha seria em relação às outras. Aparentemente, muitos deles compartilhavam da proposta de Hutton e Lyell de uma Terra sem início e sem fim. Contudo, a publicação da *Origem das Espécies* de Charles Darwin, em 1859, despertou grande interesse em descobrir a **idade absoluta** do registro geológico, ou seja, de calibrar as rochas em termos de sua idade em anos.

Na ausência de conceitos modernos da genética, o modelo de Darwin necessitava de um período de tempo suficientemente longo para permitir a transformação evolutiva das espécies. Dessa forma, submetido à forte influência do uniformitarismo rígido de seu ídolo e amigo Lyell, Darwin usou as taxas aceitas na época para erosão marinha do litoral da Inglaterra, para estimar em 300 milhões de anos o tempo necessário para expor rochas fossilíferas do Cretáceo no sul da Inglaterra. Deste modo, Darwin concluiu que a idade do planeta seria da ordem de bilhões de anos. Hoje sabemos, contudo, que Darwin se enganou em seu cálculo, pois as rochas mencionadas formaram-se há apenas 85 milhões de anos. Esse engano deveu-se primeiramente à interpretação errônea do processo erosivo atuante como marinho e não fluvial, como hoje se reconhece. E Darwin pressupôs uma velocidade de denudação uniforme e constante ao longo do tempo, ignorante, portanto, da considerável variabilidade dessa taxa em função da história do soerguimento dessa região.

Pouco depois da divulgação da estimativa ousada de Darwin, outros cientistas desenvolveram idéias engenhosas para estimar a duração do passado terrestre. Vários geólogos tentaram calcular o tempo necessário para acumular sucessões de rochas sedimentares, dividindo a soma das espessuras máximas conhecidas para os diversos sistemas por uma taxa de sedimentação julgada "razoável". Desta forma, chegaram a valores muito diferentes para a idade da Terra, desde 3 milhões até 1,5 bilhão de anos (Tabela 15.2). Esta enorme variação deveu-se, evidentemente, ao conhecimento inadequado da complexidade dos processos de sedimentação, compactação e erosão ao longo do tempo (Fig. 15.1). Estimativas deste tipo são fadadas ao insucesso, tamanha a variação de espessura dos depósitos e das taxas de sedimentação. Considere, por exemplo, o registro sedimentar da época Mioceno, de 18 milhões de anos de duração, representado por apenas 30 cm de espessura na Inglaterra e por 6 a 7 km na Califórnia.

Outro estudioso do tema da idade da Terra, o geólogo e geofísico irlandês John Joly, retomou uma sugestão feita em 1715 por Edmund Halley (1656-1742, o descobridor do cometa que leva seu nome), e tentou estimar a idade dos oceanos com base no tempo necessário para a salinização de suas águas, a partir da água originalmente doce. Concluiu que seriam necessários 90 milhões de anos para o acúmulo do sódio presente nos oceanos, oriundo dos continentes (Tabela 15.2). Antes desta data, Joly assumiu que a temperatura superficial da Terra, superior a 100°C, teria impedido a condensação de água líquida na superfície do planeta. Em 1924, Joly recalculou este valor em 174 milhões de anos, extrapolando, assim, uma idade de 200 a 300 milhões de anos para a Terra.

Como em todas as tentativas de datar a Terra, o método foi prejudicado por premissas inadequadas diante da complexidade do processo que se tentava quantificar. Para Joly, faltaram-lhe dados precisos quanto à quantidade de sal já removida dos oceanos por meio de precipitação, evaporação e transporte pelo vento, bem como noções corretas da variação das taxas de erosão e sedimentação continental ao longo do tempo geológico.

Tabela 15.2 Tentativas de estimar a antiguidade da Terra baseadas na acumulação de sedimentos e de sal nos oceanos, antes do advento de métodos radiométricos.

Ano	Autor	Espessura (m) de sedimentos considerada	Taxa sedimentar utilizada (cm/1000 anos)	Idade estimada (milhões de anos)
1860	Phillips	21.960	22,9	96
1869	Huxley	30.500	30,5	100
1871	Haughton	54.024	3,54	1526
1878	Haughton	54.024	—	200
1883	Winchell	—	—	3
1893	Walcott	Valores diferentes para rochas clásticas e rochas químicas		35-80
1899	Joly	Tempo necessário para salinizar os mares, originalmente de água doce		90
1909	Sollas	102.400 (Fanerozóico e Proterozóico)	305	34 (Fanerozóico e Proterozóico) + 17 (Arqueano, estimado) + 29 (lacunas no registro): Total = 80

Entre 1862 e o início do século XX, a idade mais aceita para a Terra resultava dos cálculos feitos por William Thomson, conhecido como Lorde Kelvin (1824-1907), o mais conceituado físico da época. Pensava-se então que o calor armazenado no planeta Terra teria sido produzido quase que exclusivamente pela contração gravitacional, com uma pequena quantidade advinda da radiação solar. Naquela época, já se conhecia, por meio de medições em minas subterrâneas, que a temperatura da Terra aumentava uniformemente em cerca de 35°C por km de profundidade – uma clara evidência da existência de um fluxo de calor do interior para a superfície terrestre. Verificado que este calor se irradiava para a atmosfera fria, deduziu Kelvin que a Terra estaria se tornando gradativamente mais fria ao longo do tempo.

Kelvin pressupôs que o mecanismo de resfriamento gradual da Terra seria por condução térmica, a partir de um estágio inicial incandescente, até atingir a temperatura atual da superfície. Para fundamentar seu modelo, postulou valores para vários parâmetros então desconhecidos, tais como a idade do Sol, a estrutura térmica e temperatura (estimada inicialmente em 3.888°C, e mais tarde em 1.200°C) do interior do planeta primitivo e mudanças de condutividade térmica em função da profundidade. Entre 1862 e 1897, de acordo com sucessivos refinamentos do seu modelo, Kelvin calculou diferentes idades para a Terra, mas os valores obtidos situaram-se sistematicamente entre 25 e 400 milhões de anos.

Por outro lado, se a Terra estava se resfriando, imaginou Kelvin, então certamente o mesmo acontecia com o Sol, devido à enorme dissipação de sua energia tão evidente num dia ensolarado. A despeito da falta do conhecimento preciso sobre como o Sol gera e transmite sua energia, Kelvin concluiu que a Terra estaria recebendo cada vez menos energia solar ao longo do tempo. Portanto, o Sol deveria ter sido muito mais quente no passado, inclusive a tal ponto de ter retardado o surgimento de vida na Terra. Ou seja, a própria habitabilidade da Terra teria sido, necessariamente, condicionada pela história térmica do Sol.

Em seu último cálculo, feito em 1897 – logo após a descoberta dos raios-X – Lorde Kelvin afirmou que o Sol teria iluminado a Terra por apenas algumas dezenas de milhões de anos e que a superfície terrestre só teria se tornado habitável nos últimos 50 milhões de anos.

Originalmente, graças à reputação científica de Kelvin, suas estimativas para a idade da Terra, fundamentadas em medições físicas precisas e forte base matemática, pareciam irrefutáveis e, como tal, encontraram grande receptividade por parte da comunidade científica. Por isso, não é de estranhar que a grande maioria das estimativas da idade da Terra, calculadas por geólogos (Tabela 15.2), assemelhava-se ao intervalo de valores sugerido por Kelvin. Até o próprio Darwin parece ter-se inibido diante da influência de Kelvin, já que após a primeira edição da *Origem das Espécies*, não mais incluiu sua estimativa da idade das rochas cretáceas do sul da Inglaterra.

Os argumentos de Lord Kelvin acerca da idade da Terra e do Sol somente foram desacreditados definitivamente após a descoberta da radioatividade em 1896 por H. Becquerel (1852-1908). Poucos anos depois, com a percepção da importância da radioatividade na produção de calor na Terra, desfez-se todo o sustento teórico do modelo de Kelvin. O cientista morreu em 1907, sem reconhecer, pelo menos publicamente, a relevância da radioatividade no seu modelo.

Curiosamente, a Geofísica moderna mostra que não foi apenas o desconhecimento da geração radioativa de calor que levou Kelvin a errar a idade da Terra em mais de uma ordem de magnitude. Talvez mais importante do que isto fosse sua desconsideração da importância da convecção térmica no manto, que serve de motriz para o movimento das placas litosféricas (Cap. 6) e incrementa, significativamente, o fluxo térmico medido tanto na superfície como em minas subterrâneas. Ao interpretar esse fluxo como produzido exclusivamente por condução térmica (transferência da energia térmica de molécula em molécula e não pelo deslocamento de massas quentes como ocorre na convecção), Kelvin superestimou a taxa de resfriamento da Terra por condução. O efeito da convecção é de tal ordem que mesmo se considerasse a radioatividade, mas continuasse a desconsiderar a convecção, seus cálculos nunca teriam ultrapassado algumas centenas de milhões de anos para a idade da Terra – muito aquém do valor real de 4,56 bilhões de anos, o que, de maneira nenhuma, diminui a importância da descoberta da radioatividade, pois somente a partir do entendimento desse processo é que se tornou possível quantificar a história geológica de nosso planeta e investigar os mistérios da formação do Universo.

A percepção do significado geocronológico da radioatividade no limiar do século XX permitiu, finalmente, a subdivisão do imenso registro geológico pouco fossilífero do Pré-Cambriano bem como a ordenação e calibração mais precisa de toda a história geológica da Terra. Por volta de 1917, após a primeira década de estudos geocronológicos, uma caracterização mais concreta do tempo geológico começou a emergir (Fig. 15.12). Já se sabia, por exemplo, que o Eon Fanerozóico iniciou-se entre 550 e 700 milhões de anos atrás, intervalo bem próximo aos 545 milhões de anos atualmente adotados para este limite. Do mesmo modo, já se tinha conhecimento de que a duração do Pré-Cambriano excedia em várias vezes a do Fanerozóico.

Nas últimas décadas, muitas das lacunas e imprecisões que existiam na história desse período de tempo e do Fanerozóico têm sido solucionadas pelos avanços tecnológicos e pelas descobertas mais curiosas na Geologia, subsidiadas pelas datações radiométricas das rochas. Para compreender melhor a imensidão do tempo geológico, recomenda-se ao leitor o quadro na contracapa que apresenta os principais eventos da história geológica de nosso planeta como se tivessem ocorrido no período de um ano, uma analogia que podemos apelidar de "Ano-Terra" .

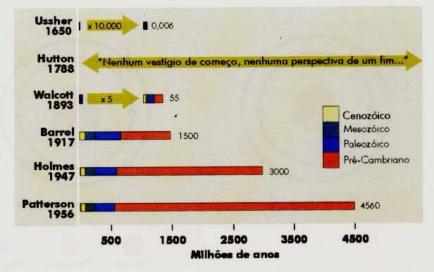



Fig. 15.12 Mudanças na concepção da antiguidade da Terra nos últimos 350 anos.

15.3 Princípios e Métodos Modernos da Datação Absoluta

15.3.1 Decaimento radioativo e a datação absoluta

Como visto anteriormente, a estimativa da idade da Terra variou muito dos séculos XVI ao XIX. Com a descoberta da radioatividade, este tema ganhou maior estímulo, já que estudos realizados por Marie e Pierre Curie e por Bertram Boltwood, no início do século XX, mostraram a possibilidade de empregar um método físico na determinação da idade da Terra. Porém, antes de mostrarmos como é possível determinar a idade das rochas e minerais, vamos entender a radioatividade e o fenômeno de decaimento radioativo.

Os minerais e as rochas, assim como toda a matéria do nosso planeta, são constituídos por elementos químicos que, por sua vez, são formados por átomos. O núcleo de um átomo é composto por prótons e nêutrons e é rodeado por uma nuvem de elétrons (Fig. 15.13). O número de prótons determina o **número atômico** (Z) do elemento químico e suas propriedades e características. Assim, uma mudança no número de prótons forma um novo elemento químico com diferente estrutura atômica e, conseqüentemente, diferentes propriedades físicas e químicas.

A soma do número de prótons e nêutrons de um átomo é, por sua vez, denominada **número de massa** do átomo (A). O Carbono, por exemplo, tem número atômico 6 e número de massa 12, 13 ou 14, dependendo do número de nêutrons presentes no seu núcleo. Elementos com o mesmo número atômico mas com diferentes números de massa são chamados **isótopos** (Fig. 15.13). A grande maioria dos isótopos é estável, tais como os do $^{12}C_6$ e $^{13}C_6$, mas outros, como o $^{14}C_6$, são instáveis. Os isótopos instáveis (radioativos) são importantes na geologia uma vez que sua taxa de decaimento pode ser usada para determinar idades absolutas de formação de minerais e rochas.

Decaimento radioativo é uma reação espontânea que ocorre no núcleo do átomo instável que se transforma em outro átomo estável; os elétrons que orbitam o núcleo não são envolvidos no processo. O elemento com núcleo atômico instável, em decaimento radioativo, é conhecido como **elemento-pai** ou **nuclídeo-pai**; o novo elemento formado com núcleo atômico estável é denominado **elemento-filho** ou **nuclídeo-filho** (ou radiogênico). O processo de decaimento pode ocorrer de três formas diferentes, todas resultando em mudanças da estrutura atômica: decaimento alfa, decaimento beta e decaimento por captura de elétron (Fig. 15.14).

Alguns elementos instáveis se transformam em estáveis através de um único tipo de decaimento. Por exemplo, o ^{87}Rb (número atômico 37) decai para ^{87}Sr (número atômico 38), emitindo apenas uma partícula beta; o ^{40}K (número atômico 19) decai para ^{40}Ar (número atômico 18) com uma única captura de elétron. Outros isótopos radioativos sofrem decaimentos consecutivos até se tornarem isótopos estáveis: o ^{235}U (número atômico 92) , por exemplo, decai para ^{207}Pb

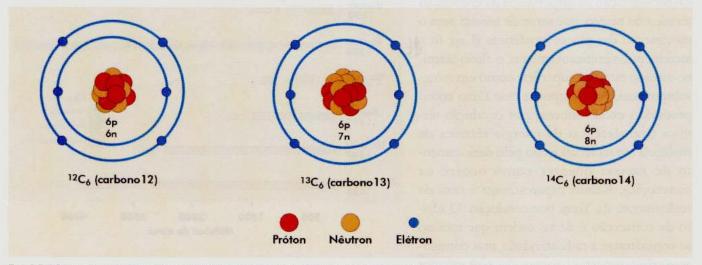



Fig. 15.13 Esquema mostrando os três isótopos de Carbono. Todos têm o mesmo número atômico (Z = 6), que é igual ao número de prótons no núcleo, mas números de massa diferentes (A = 12, 13 ou 14), de acordo com o número de nêutrons (6, 7 ou 8) no núcleo

(número atômico 82) após a emissão de sete partículas alfa e seis partículas beta, enquanto o ^{238}U decai para ^{206}Pb através da emissão de oito partículas beta e seis partículas beta (Fig. 15.15).

Durante o decaimento radioativo, cada elemento-pai leva um determinado tempo para se transformar em elemento-filho. Estudos de laboratório têm mostrado que as taxas de decaimento (denominadas **constantes de desintegração**) não são afetadas por mudanças físicas ou químicas do ambiente. Isto é importante pois assegura que a taxa de decaimento de um dado isótopo seja independente dos processos geológicos. Portanto, esta taxa é a mesma no manto, no magma, num dado mineral ou numa rocha.

Usa-se o conceito de **meia-vida** para expressar as taxas de decaimento radioativo, ou seja, o tempo decorrido para que a metade da quantidade original de átomos instáveis se transforme em átomos estáveis. Por exemplo, após decorrido o tempo de uma meia-vida, um elemento com 1.000 átomos instáveis terá 500 átomos instáveis (radioativos) e 500 átomos estáveis (radiogênicos). Após duas meia-vidas haverá apenas 250 átomos instáveis e 750 átomos estáveis (Fig. 15.16). O decaimento radioativo não depende da massa do material presente, mas da probabilidade estatística de decaimento. Assim, não importa a quantidade inicial do elemento radioativo presente, seja ela um grama ou uma tonelada, pois as chances do decaimento radioativo são rigorosamente iguais para cada átomo. Após o tempo correspondente a uma meia-vida, a metade da massa original do elemento-pai terá se convertido em elemento-filho.

É o conhecimento da meia-vida dos vários isótopos e da atual razão entre o número de átomos dos elementos pai e filho da amostra que permite a determinação de idades de minerais e rochas. A Tabela 15.3 apresenta os principais isótopos utilizados em datação radiométrica e suas respectivas meia-vidas.

Fig. 15.14 Os três tipos de decaimento radioativo. a) Decaimento alfa, no qual o núcleo instável perde dois prótons e dois nêutrons, diminuindo seu número atômico em 2 e sua massa atômica em 4. b) Decaimento beta, no qual um dos nêutrons do núcleo emite um elétron, transformando-se em próton, o que aumenta o número atômico em 1, mas não altera o seu número de massa. c) Decaimento por captura de elétron ocorre quando um próton captura um elétron da camada de elétrons que rodeia o núcleo e se transforma em nêutron, diminuindo seu número atômico em um, mas não afetando seu número de massa.

Fig. 15.15 Série de decaimento radioativo do Urânio 238 ($^{238}U_{92}$) para Chumbo 206 ($^{206}Pb_{82}$). Neste processo, cuja meia-vida é de 4,47 bilhões de anos, a emissão de partículas alfa e partículas beta transforma o Urânio 238 (radioativo) em Chumbo 206 (radiogênico), um elemento estável, após ter sido formado momentaneamente um grande número de elementos intermediários, também radioativos.

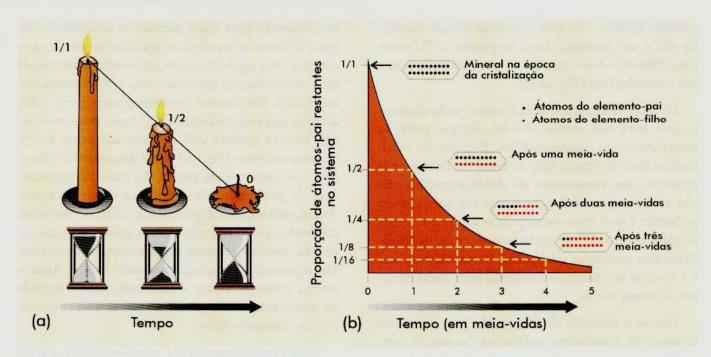



Fig. 15.16 Decaimento radioativo e o conceito de meia-vida. a) A meia-vida de uma vela corresponde, rigorosamente, ao tempo necessário para queimar a metade dela porque a queima depende, diretamente, do número de átomos presentes na vela. b) No decaimento radioativo o processo é diferente, envolvendo a estabilidade dos núcleos dos átomos, independentemente da massa presente. Na curva de decaimento radioativo, cada unidade de tempo equivale a uma meia-vida, que representa o tempo necessário para que metade dos átomos do elemento-pai (radioativo) se transforme em átomos do elemento-filho (radiogênico).

Tabela 15.3 Isótopos mais utilizados em datação radiométrica e suas respectivas meia-vidas.

Elemento-Pai (Radioativo)	Elemento-Filho (Estável)	Meia-Vida (bilhões de anos)
Potássio 40 (^{40}K)	Argônio 40 (^{40}Ar)	1,3
Rubídio 87 (^{87}Rb)	Estrôncio 87 (^{87}Sr)	48,8
Samário 147 (^{147}Sm)	Neodímio 143 (^{143}Nd)	106
Tório 232 (^{232}Th)	Chumbo 208 (^{208}Pb)	14,01
Urânio 235 (^{235}U)	Chumbo 207 (^{207}Pb)	0,704
Urânio 238 (^{238}U)	Chumbo 206 (^{206}Pb)	4,47
Rênio 187 (^{187}Re)	Ósmio 187 (^{187}Os)	42,3

15.3.2 Como se determina a idade de uma rocha ou de um mineral?

O ramo da geologia que trata da datação de rochas é conhecido como **Geocronologia**. Para determinar a idade de uma rocha ou mineral é possível aplicar vários métodos radiométricos, sendo que esta escolha depende da composição química do material a ser datado, da sua provável idade e também do tipo de problema geológico que se pretende estudar. Os métodos radiométricos mais comumente utilizados na geocronologia são:

^{40}K-^{40}Ar, ^{87}Rb-^{87}Sr, U-Pb, ^{207}Pb-^{206}Pb e ^{147}Sm-^{143}Nd.

Todos esses métodos exigem laboratórios químicos especiais, onde o ar é purificado através de filtros, o ambiente é mantido sob pressão ligeiramente mais alta que o ar fora do laboratório e as análises químicas são realizadas em capelas de fluxo laminar de ar (Cap. 12), empregando apenas reagentes superpuros, tudo para evitar problemas de contaminação. Após a preparação química da amostra, as razões entre os isótopos de um mesmo elemento são determinados com grande precisão num equipamento computadorizado chamado espectrômetro de massa.

A obtenção de idades de minerais e rochas, independente do método adotado, é feita utilizando a **equação fundamental da geocronologia**, baseada no processo de decaimento radioativo, representada pela seguinte fórmula:

$$N = N_0 e^{\lambda t}$$

$$t = (^1/_\lambda) \ln (N_0/N) \quad \text{se } N_0 = N + F, \text{ então:}$$

$$t = (^1/_\lambda) \ln [1 + (F/N)] \quad \text{onde:}$$

N = número de átomos do isótopo radioativo (elemento-pai) medido hoje na amostra

N_0 = quantidade inicial do isótopo radioativo no momento do fechamento do sistema

F = número de átomos do isótopo radiogênico (elemento-filho) medido hoje na amostra

t = tempo decorrido desde o fechamento do sistema isotópico (idade do sistema)

λ = constante de desintegração do elemento-pai.

A datação pode ser feita em minerais ou numa amostra representativa de rocha, visando a definição da idade da cristalização da rocha ígnea ou da idade do metamorfismo ou da deformação sofrida.

Os métodos radiométricos envolvendo isótopos com meia-vida longa (Tabela 15.3) são os mais utilizados para datação de rochas mais antigas, como as pré-cambrianas. Isótopos de meia-vida curta são utilizados para a datação de materiais geológicos e eventos muito mais jovens; o ^{14}C, por exemplo, com meia-vida de 5.730 anos, é utilizado para datação de materiais de até 70.000 anos. Porém, recursos tecnológicos modernos têm permitido empregar alguns isótopos de meia-vida longa no estudo geocronológico de materiais muito jovens.

Os isótopos radioativos de meia-vida longa empregados na geocronologia são urânio, tório, rubídio, potássio e samário. A maioria destes elementos não forma seus próprios minerais, mas ocorrem como "impurezas" nos minerais formadores de rocha. Quando um mineral se forma, os elementos radioativos presentes continuam a decair, mas agora os elementos radiogênicos podem se acumular no mesmo retículo cristalino onde está localizado o elemento-pai. Vamos exemplificar este processo usando o isótopo ^{40}Ar, o elemento-filho produzido pelo decaimento do ^{40}K. Por ser um gás nobre, o argônio não participa das ligações químicas, estando como tal aprisionado mecanicamente no retículo cristalino do mineral. Durante o resfriamento de um cristal de hornblenda, a retenção de argônio se dá a temperaturas em torno de 500°C; já na biotita esta temperatura é da ordem de 300°C. Se o mineral após atingir esta temperatura for novamente aquecido a temperaturas mais altas, o retículo cristalino se abre, ocorrendo o escape ou, eventualmente, a entrada de argônio por difusão. A temperatura em que o sistema isotópico se fecha, e por conseqüência, dá início ao funcionamento do "relógio" radiométrico, é conhecida como **temperatura de bloqueio**. Cada método radiométrico possui uma temperatura de bloqueio distinta. Desta forma, quando determinamos a idade de uma hornblenda pelo método K-Ar, estamos, na verdade, determinando a época em que o mineral esteve à temperatura de 500°C pela última vez. Por outro lado, a idade da biotita da mesma rocha, obtida pelo mesmo método, indica a época quando a rocha esteve à temperatura de cerca de 300°C.

O método K-Ar é muito utilizado para determinar o tempo envolvido no resfriamento de corpos ígneos, ou o término de um processo metamórfico, entre outras aplicações. A presença de K em muitos minerais da crosta terrestre torna este método aplicável em grande número de rochas, enquanto seu tempo de meia-vida permite a datação de minerais desde muito jovens (50.000 anos) até muito antigos, da ordem da idade da Terra.

Avanços tecnológicos introduziram uma variante do método K-Ar que fornece idades muito precisas. É o método ^{40}Ar-^{39}Ar, que através de sistemas de fusão pontual a *laser* possibilita a análise de cristais individuais. Em 1997, Paul R. Renne do Laboratório de Geocronologia de Berkeley, Califórnia, E. U. A., analisou amostras de rochas vulcânicas da famosa erupção do Vesúvio que causou a destruição de Pompéia no ano 79 depois de Cristo. Análises isotópicas de argônio num cristal de sanidina (feldspato com alto teor de potássio) forneceram uma idade ^{40}Ar-^{39}Ar de 1.925 $\pm$ 94 anos, que é comparável à idade da erupção. A eficácia desse método em materiais geológicos muito jovens expande sua aplicação para investigações arqueológicas e estudos de outros registros históricos da Terra.

Um outro método radiométrico muito utilizado para datação de minerais é o método U-Pb, que se baseia no decaimento de dois isótopos radioativos de urânio, o ^{235}U e o ^{238}U, gerando os isótopos radiogênicos, o ^{207}Pb e o ^{206}Pb, respectivamente. Cada um destes pares (^{235}U-^{207}Pb e ^{238}U-^{206}Pb) fornece uma idade independente e quando coincidem costuma-se chamá-las **idades concordantes**. Lançados em gráfico ^{238}U-^{206}Pb vs. ^{235}U-^{207}Pb, os pontos de todas as idades concordantes definem a curva **concórdia** (Fig. 15.17). Por outro lado**, idades discordantes** entre os dois sistemas são devidas, em geral, a perdas de Pb do mineral, e neste caso os pontos analíticos se alinham numa reta denominada **discórdia**. A intersecção dessa reta com a curva concórdia define a idade de cristalização do mineral.

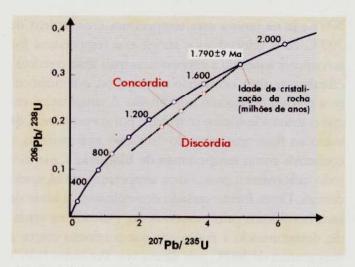
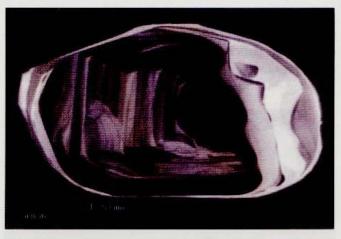



Fig. 15.17 Diagrama Concórdia. Neste caso, a idade de cristalização dos cristais de zircão analisados é obtida através do intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia.

Fig. 15.18 Grão de zircão proveniente do sudoeste da Groenlândia formado por cristalização concêntrica há 3,8 bilhões de anos. Do lado direito, observa-se a recristalização parcial ocorrida durante evento metamórfico, há 2,8 bilhões de anos. Foto: A. P. Nutman e P. Kinney.

No método U-Pb não são utilizadas hornblendas ou micas, mas minerais que contêm Urânio no seu retículo cristalino, tais como zircão, titanita, monazita, etc. Estes minerais, principalmente o zircão (Fig. 15.18), apresentam um retículo cristalino muito resistente, que retém com maior eficiência tanto os elementos-pai (Urânio) como os elementos-filho (Chumbo). Além disso, apresentam temperaturas de bloqueio muito altas para o sistema isotópico U-Pb: cerca de 800°C no caso do zircão; entre 650 e 700°C para titanita; e cerca de 650°C para monazita.

Devido a esta alta temperatura de bloqueio, os zircões são capazes de preservar a idade da cristalização da rocha ígnea original, mesmo em rochas metamorfisadas em fácies anfibolito (Cap. 18). Adicionalmente, tendo em vista a temperatura de bloqueio relativamente mais baixa da titanita, esta pode ser empregada na determinação da idade de eventos superimpostos (metamorfismo, por exemplo) associados à formação deste mineral. Os avanços recentes neste método possibilitaram determinações precisas em cristais minúsculos de zircão, ou até em partes diferentes de um único cristal com evidências de sobrecrescimento durante um ou mais eventos. Neste último caso, é utilizado um espectrômetro de massa de alta resolução analítica, o SHRIMP (*sensitive high resolution mass spectrometer*), que permite determinar a idade da cristalização ígnea do núcleo do mineral e dos eventos metamórficos registrados no sobrecrescimento e porções recristalizadas do cristal (Fig. 15.18).

Esta técnica foi utilizada na análise de grãos detríticos de zircão do conglomerado Jack Hills da Austrália, o que permitiu demonstrar serem estes os materiais mais antigos já encontrados no nosso planeta (4,2 bilhões de anos). Atualmente, o método U-Pb é considerado um dos mais precisos para datar eventos ígneos e metamórficos, assim como as fontes de material detrítico em rochas sedimentares. Por estes motivos, este método tem sido muito utilizado para calibrar a escala do tempo geológico.

É possível também utilizar amostras de **rocha-total**, em vez de minerais individuais, para obter a idade de cristalização de uma rocha ígnea ou a idade de metamorfismo. No caso do método Rb-Sr, muito empregado principalmente com granitos, várias amostras de um mesmo corpo rochoso são coletadas, seus teores e suas composições isotópicas de Rb e Sr determinadas e os resultados lançados num diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{87}Rb/^{86}Sr$. Se as amostras analisadas forem da mesma idade, com a mesma razão isotópica inicial de Sr da época da cristalização da rocha e sem distúrbios posteriores no seu sistema isotópico, os dados obtidos deverão se alinhar numa reta, chamada **isócrona**. Conhecendo-se a constante de decaimento do ^{87}Rb, podemos calcular com o emprego da equação da reta, ilustrado pelo ângulo de inclinação da isócrona, a idade do conjunto de amostras da rocha. Este é o **diagrama isocrônico** (Fig. 15.19).

Das três classes de rochas, as ígneas são as mais fáceis de serem datadas. Por quê? Na câmara magmática, os elementos radioativos sofrem decaimento, liberando os elementos-filho para o magma. Mas quando os elementos-pai são aprisionados no retículo cristalino de um mineral durante o resfriamento do magma, a fuga dos elementos-filho torna-se cada vez mais difícil, se não impossível. Com o passar do tempo, de acordo com a meia-vida do elemento (Tabela 15.3), a quantidade do elemento-pai diminui no mineral enquanto a do elemento-filho aumenta. Se o sistema isotópico permanecer fechado desde a cristalização da rocha, será possível determinar a quantidade de elementos e obter a idade da rocha ígnea, utilizando a equação fundamental da geocronologia.

No caso de rochas metamórficas, a idade obtida refletirá a intensidade do metamorfismo que afetou, sempre de maneira diferenciada, os diversos sistemas isotópicos dos minerais presentes, causando, ou não, o ganho ou a perda dos elementos-pai e filho. Este ponto é de grande importância, pois geralmente as idades medidas nessas rochas correspondem às idades do último evento que abriu o sistema isotópico. Dependendo do mineral e do sistema isotópico, o momento "congelado" na datação poderá se referir ao início, meio ou fim do evento metamórfico. Quando este processo for brando, não atingindo temperaturas suficientemente altas para abrir o sistema isotópico, a idade obtida poderá ser a da cristalização da rocha ígnea original antes do metamorfismo, dependendo do método radiométrico empregado.

A datação de rochas sedimentares, por outro lado, é mais complicada, pois elas formam-se a partir de material oriundo da desagregação de rochas ígneas, metamórficas ou mesmo sedimentares pré-existentes. Por isso, a datação de rochas sedimentares, se não seguir critérios rigorosos, pode fornecer não a idade da deposição dos sedimentos ou da formação da rocha sedimentar, mas a idade das rochas da área-fonte dos detritos, como no caso dos zircões detríticos de Jack Hills, com idade U-Pb de 4,2 bilhões de anos. Contudo, em outros casos, a idade pode não ter significado geológico nenhum, se a rocha sedimentar originar-se de detritos de áreas-fonte com idades distintas.

15.3.3 O método radiométrico ^{14}C

Como já vimos anteriormente, o carbono possui três isótopos: ^{12}C, ^{13}C e ^{14}C; sendo os dois primeiros estáveis e o terceiro, ^{14}C, radioativo, com meia-vida de 5.730 anos. A datação usando o ^{14}C, ou radiocarbono, é aplicada, portanto, em materiais geológicos e biológicos relativamente jovens (troncos e folhas fósseis, ossos, dentes, conchas etc.), sendo de extrema utilidade na Arqueologia e nos estudos de mudanças recentes no nível do mar e no clima.

O ^{14}C é formado na atmosfera superior através da ação de raios cósmicos, que são partículas de alta energia, sobre átomos de ^{14}N, conforme ilustrado na Fig. 15.20.

Na medida em que o ^{14}C se forma, ele se combina com o oxigênio para formar dióxido de carbono (como acontece também com os demais isótopos de carbono), que circula na atmosfera e hidrosfera, sendo absorvido por plantas e animais. Embora o ^{14}C decaia para ^{14}N, sua contínua formação na atmosfera mantém a razão $^{14}C/^{12}C$ praticamente constante, a qual é incorporada e mantida pelos organismos vivos. Ao morrer, o organismo deixa de absorver C, embora seu ^{14}C continue a decair para ^{14}N, alterando essa razão e iniciando, em termos geocronológicos, a contagem do relógio geológico. Quanto mais tempo passar após a morte da planta ou do animal, menor será a quantidade de ^{14}C preservada. Desta forma, comparando a razão de $^{14}C/^{12}C$ medida na amostra com a razão moderna universal, é possível calcular o tempo decorrido desde a morte do organismo.

Uma fonte de erro neste método advém das variações já constatadas na produção de ^{14}C ao longo dos últimos 70.000 anos, de modo que se tornou necessário aplicar fórmulas de correção aos resultados obtidos para corrigir os erros sistemáticos verificados. Uma maneira de confirmar as idades obtidas em certas regiões pelo método ^{14}C é através da **dendrocronologia**, a datação de troncos de árvores pela contagem e medição da espessura dos anéis de crescimento. A variação na espessura desses anéis reflete não apenas o ciclo anual das estações, como também mudanças climáticas de mais longa

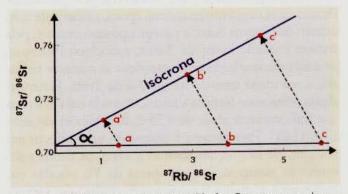



Fig. 15.19 Diagrama isocrônico Rb-Sr. Os pontos a, b e c representam valores isotópicos de três amostras no momento do fechamento de seus sistemas isotópicos no passado. Com o decaimento do ^{87}Rb, estas amostras apresentam valores atuais de a', b' e c'. A reta definida por estes pontos, a isócrona, terá um ângulo, α, diretamente proporcional à idade da amostra, calculada na equação: $tg\alpha = (e^{\lambda t} - 1) = \lambda t$, portanto, $t = tg\alpha/\lambda$. O intercepto da isócrona com o eixo $^{87}Sr/^{86}Sr$ define a razão inicial de Sr no sistema, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, um importante indicador da origem (se do manto ou da crosta) do material analisado.

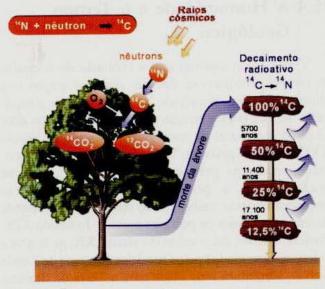



Fig. 15.20 Formação do ^{14}C.

duração. Assim, a confrontação do espectro de anéis preservado num artefato arqueológico com padrões já conhecidos para materiais originados nos últimos seis ou sete milênios revela não só a idade da peça como também as características do clima na época da sua confecção.

15.3.4 Como foi determinada a idade da Terra?

Desde que a Geocronologia surgiu no início do século XX, um dos seus maiores objetivos foi a determinação da idade correta da Terra. Mas somente em 1956 é que o geocronólogo Claire Patterson conseguiu datar, com precisão, sua idade, através do método isotópico ^{207}Pb-^{206}Pb (uma variante do método U-Pb). Patterson partiu da premissa de que a idade da Terra deveria ser igual à dos meteoritos, uma vez que ambos devem ter se originado na mesma época, juntamente com o resto do Sistema Solar, e passado, posteriormente, pela mesma evolução isotópica. Assim, raciocinou Patterson, se o sistema isotópico nos meteoritos se manteve fechado, a sua idade teria de ser igual à da Terra. Patterson datou meteoritos férricos e líticos, obtendo uma isócrona que indicava uma idade de 4,55 ± 0,07 bilhões de anos (Fig. 15.21). Para testar a hipótese de uma origem em comum, ele lançou, no mesmo gráfico, os dados referentes às composições isotópicas de Pb obtidas em sedimentos marinhos fundos, interpretadas como representativas da composição média da crosta terrestre. O alinhamento perfeito desses dados com os dos meteoritos demonstrou que a idade, origem e evolução dos isótopos de chumbo eram idênticas. Ou seja, os meteoritos e a Terra têm a mesma idade. Investigações científicas posteriores em outros meteoritos, utilizando outros métodos (^{40}Ar-^{39}Ar e ^{144}Sm-^{143}Nd), corroboraram os resultados obtidos por Patterson.

15.4 A Humanidade e o Tempo Geológico

Vimos neste capítulo que a evolução do conceito de tempo geológico se deu em diversas etapas nos últimos 350 anos. No século XVII, aceitava-se a explicação bíblica para a criação da Terra em poucos dias, há poucos milhares de anos. No crepúsculo do século XVIII, com as palavras "nenhum vestígio de um começo, nenhuma perspectiva de um fim", Hutton acenou com a possibilidade de uma Terra imensuravelmente velha, quase eterna, idéia corrente dentre os geólogos na primeira metade do século XIX. Posteriormente, até o início do século XX, geólogos e físicos, influenciados pelos modelos precisos de Lorde Kelvin, admitiram uma idade para a Terra de dezenas

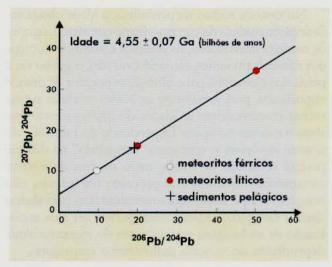



Fig. 15.21 Diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ mostrando como foi determinada a idade da Terra por Patterson em 1956.

a poucas centenas de milhões de anos. A Terra começava a mostrar sinais de sua verdadeira velhice.

Com a descoberta e refinamento dos métodos de datação radiométrica, no decorrer do século XX, foi possível, finalmente, estabelecer a idade da Terra em mais de 4,5 bilhões de anos. Nossa pequenez diante de um intervalo de tempo tão grande, intangível e quase inimaginável, não deve ser motivo de lamentação nem de sensação de impotência. Ao contrário, com a desmistificação da posição do ser humano na Natureza – decorrente das descobertas de Copérnico, Galileu, Hutton, Darwin e outros – devemos nos maravilhar com a grandeza do mundo natural do qual também fazemos parte e nos unirmos para preservá-lo para gerações futuras.

Leituras recomendadas

DOTT, R. H.; BATTEN, R. L.. *Evolution of the Earth.* New York: McGraw-Hill, 1971.

EICHER, D. L. *Tempo Geológico.* São Paulo: Edgard Blücher/EDUSP, 1969.

FAUL, H. A history of geologic time. *American Scientist*, v. 66, 1978.

GOHAU, G. *História da Geologia.* Portugal: Europa-América, Mem Martins, 1987.

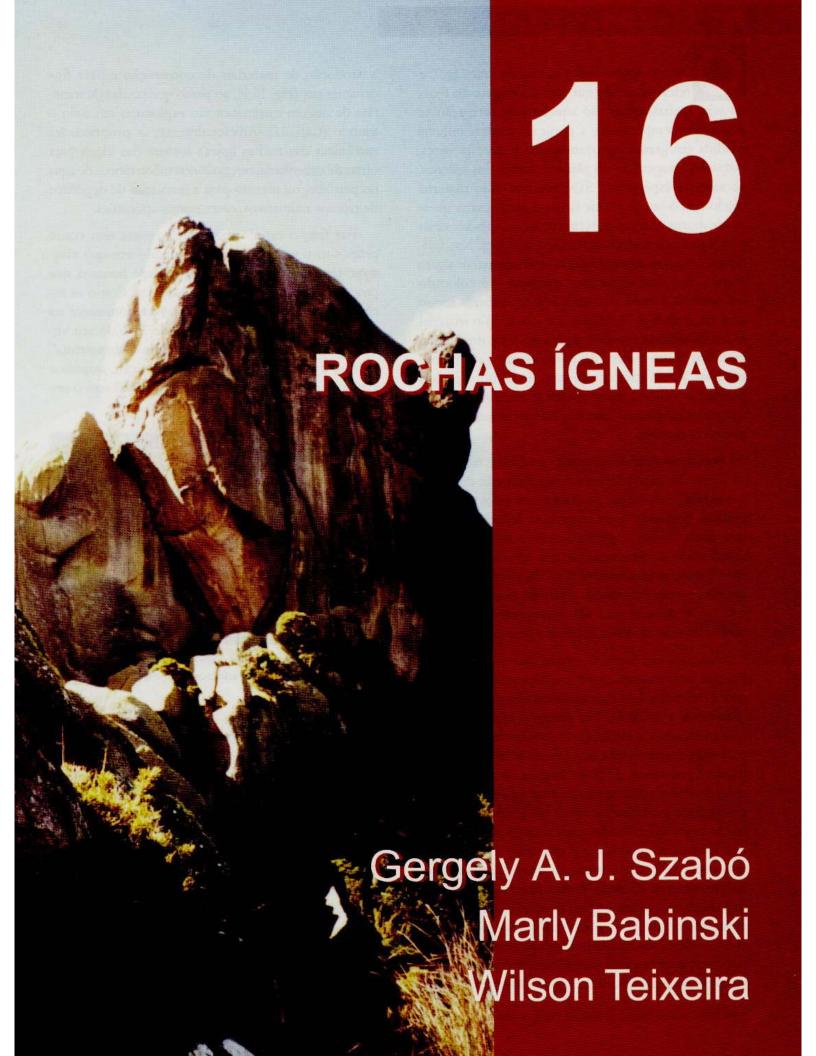
MENDES, J. C. *Paleontologia Básica.* São Paulo: T. A. Queiroz/EDUSP, 1988.

SCHOPF, J. W. (ed.) *Major Events in the History of Life.* Boston: Jones and Bartlett Publishers, 1992.

WEINER, J., *Planeta Terra.* São Paulo: Martins Fontes, 1986.

16

ROCHAS ÍGNEAS

Gergely A. J. Szabó
Marly Babinski
Wilson Teixeira

O termo **ígneo** tem sua raiz no latim *ignis*, e refere-se àquilo que tem sua origem no fogo, ou seja, rochas ígneas são aquelas cuja formação se deu a altas temperaturas, a partir de matéria mineral fundida em grandes profundidades e que, às vezes, extravasa à superfície do planeta através dos vulcões, de maneira espetacular. Sabemos que todo material sólido tem o seu ponto de fusão: é apenas uma questão de quanta energia, que temperaturas são necessárias para liquefazer um material sólido qualquer. Nas fundições, o minério a partir do qual se deseja extrair algum metal – ferro ou cobre, por exemplo – é colocado em grandes fornos, aquecido a temperaturas muito altas (da ordem de 1.000° C), até que todo o material se funda, quando ocorre a separação entre um líquido metálico e um outro, de composição geralmente silicática. É um exemplo prático de como materiais geológicos sólidos, como rochas e minérios, que são agregados de minerais naturais, podem se fundir a temperaturas elevadas.

O material fundido em partes profundas no interior da Terra, que denominamos **magma**, pode deslocar-se no interior da crosta, em direção a regiões de menor pressão. À medida que o magma se desloca para regiões mais "frias", perde calor e se consolida, cristalizando as fases minerais que constituirão as rochas ígneas ou magmáticas (Cap. 2). Os processos de geração, transporte, modificações no percurso e consolidação de magmas são complexos e exigem conhecimentos de física e química para o seu estudo.

Mas para que serve o estudo das rochas ígneas? Por que nos empenhamos em compreender a sua origem e descrever suas características físicas e químicas? A resposta é múltipla. Em primeiro lugar, desde os seus primórdios, a civilização dependeu dessas rochas para sua sobrevivência e seu desenvolvimento. As primeiras ferramentas, de pedra lascada ou polida, eram manufaturadas predominantemente a partir de rochas ígneas finas ou vítreas, como a obsidiana. As rochas ígneas eram as preferidas para construções e outros fins (pedras de moinho, por exemplo), pela sua alta resistência mecânica e estrutura maciça. Importantes jazidas minerais de ouro, prata, chumbo, cobre, cromo, diamantes, entre outras, tiveram sua origem em processos magmáticos, e são exploradas há milênios. A importância das rochas ígneas para a sociedade cresceu concomitantemente ao seu desenvolvimento: hoje, volumes enormes de rochas ígneas são extraídos para a produção de materiais de construção e para fins ornamentais (Fig. 16.1), ao passo que jazidas de minérios de origem magmática são exploradas em todo o mundo (Cap. 21). Adicionalmente, as propriedades mecânicas das rochas ígneas tornam-nas ideais para obras de engenharia, reservatórios subterrâneos de água ou petróleo, ou mesmo para a instalação de depósitos de rejeitos radioativos, entre outras aplicações.

Por fim, o estudo das rochas ígneas tem como propósito o entendimento do mundo em que vivemos, tentando satisfazer a curiosidade humana que procura respostas aos fatos da natureza. Como as rochas ígneas são a classe de rochas predominante na crosta da Terra, perfazendo mais de 70% do seu volume, constituem o arcabouço de toda a "arquitetura" crustal, e a compreensão da constituição, origem e evolução do nosso planeta seria impossível sem o seu estudo.

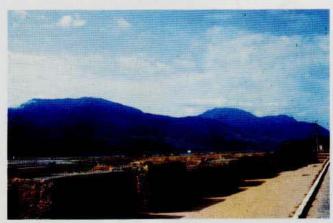



Fig. 16.1 Blocos de granito destinados à preparação de placas para revestimento de edifícios, prontos para exportação. Foto: N. R. Rüegg.

Neste capítulo, serão apresentados os conceitos fundamentais da Petrologia Ígnea, o ramo da Geologia que estuda a origem e as características das rochas ígneas. Serão tratados tópicos como a procedência e consolidação dos magmas a partir dos quais se formam as rochas ígneas, os diversos ambientes em que estes magmas podem se consolidar, e as características mineralógicas e texturais/estruturais que a diversidade composicional dos magmas, combinada com o ambiente de cristalização, imprimem às rochas ígneas. Serão apresentadas com maior destaque as características das rochas ígneas intrusivas, uma vez que os fenômenos geradores das rochas vulcânicas ou extrusivas, bem como muitas das suas características serão discutidas no Cap. 17.

◄ Sienitos do Maciço de Itatiaia, Parque Nacional do Itatiaia (RJ/MG/SP). Foto: E.R.Tóth.

16.1 Magma: Características e Processos de Consolidação

16.1.1 O que é magma?

A palavra magma provém do grego e refere-se originalmente a uma massa ou pasta, como a utilizada no preparo do pão. Na geologia, magma é qualquer material rochoso fundido, de consistência pastosa, que apresenta uma mobilidade potencial, e que, ao consolidar, constitui as rochas ígneas (ou magmáticas). O magma que extravasa à superfície, formando os derrames vulcânicos, recebe a denominação mais específica de lava, uma vez que, durante o processo vulcânico, sofre algumas importantes modificações físico-químicas (devolatilização, reações de oxi-redução), que a diferenciam do magma retido e cristalizado em profundidade.

Magmas apresentam altas temperaturas, da ordem de 700 a 1.200° C, e são constituídos por:

a) uma parte líquida, representada pelo material rochoso fundido;

b) uma parte sólida, que corresponde a minerais já cristalizados e a eventuais fragmentos de rocha transportados em meio à porção líquida; e

c) uma parte gasosa, constituída por voláteis dissolvidos na parte líquida, predominantemente H_2O e CO_2.

Esses componentes ocorrem em proporções variáveis em função da origem e evolução dos magmas. A consistência física de um magma, que se reflete na sua mobilidade, é função de diversos parâmetros: composição química, grau de cristalinidade (em que proporção o magma contém material já cristalizado), teor de voláteis dissolvidos e a temperatura em que se encontra. Esta consistência física, que implica maior ou menor facilidade de fluir sob tensões cisalhantes, é definida pela viscosidade, medida em poises. Magmas pouco viscosos, logo, mais fluidos, como os basálticos (viscosidade aproximada de 10^2 a 10^3 poises), extravasam com facilidade, e formam corridas de lava como as do Havaí (Cap. 2), que podem estender-se por dezenas de quilômetros. Magmas mais viscosos, como os riolíticos (viscosidade aproximada: 10^6 a 10^7 poises), têm dificuldade até mesmo para extravasar, formando freqüentemente "rolhas" que entopem os condutos vulcânicos, o que provoca aumento de pressão por conta do magma e gases que vão se acumulando abaixo do edifício vulcânico. Quando a pressão interna supera o peso do material sobrejacente, ocorrem os fenômenos de vulcanismo explosivo (Cap. 17). A relação entre viscosidade e composição dos magmas será discutida mais adiante.

16.1.2 Sobre a origem dos magmas

Evidências sobre o ambiente e condições de geração de magmas são fornecidas por dados geofísicos, principalmente os sísmicos e geotérmicos, pelos fragmentos de rocha – **xenólitos** ou nódulos (Fig. 16.2) – transportados pelos magmas desde as suas regiões de origem, ou ainda por estudos de petrologia experimental que procuram reproduzir em laboratório as condições formadoras de magmas e definir os parâmetros termodinâmicos correspondentes. Os magmas se originam da fusão parcial de rochas do manto na astenosfera, ou do manto superior ou crosta inferior na litosfera (Cap. 4). A fusão pode ser provocada pelo aumento da temperatura, por alívio da pressão confinante a que estão submetidas estas rochas, por variações no teor de fluidos ou, como ocorre mais comumente, por uma combinação desses fatores. A Fig. 16.3 ilustra genericamente a fusão de rochas em condições extremas: em sistemas saturados em água e em sistemas anidros. As curvas *solidus* representam o início da fusão, quando então coexiste o líquido gerado pela fusão com os minerais ainda não fundidos. À medida que o processo de fusão avança, a proporção líquido/sólido aumenta, até que, em uma situação ideal, todos os minerais da ro-

Fig. 16.2 Nódulo peridotítico em rocha vulcânica alcalina. Ñemby, Paraguai. Foto: G. A. J. Szabó.

cha geradora tenham sido fundidos. Nesse ponto, o sistema ultrapassa a curva *liquidus*, passando a constituir-se apenas na fase líquida. Ou seja, a temperaturas abaixo da curva *solidus*, a rocha geradora encontra-se inteiramente sólida; a temperaturas entre as curvas *solidus* e *liquidus*, coexistem, em proporções variáveis, em função da temperatura e, conseqüentemente, do grau de fusão, líquido e os minerais ainda não fundidos; a temperaturas acima da curva *liquidus*, passa a existir apenas a fase líquida, estando todo o sistema fundido.

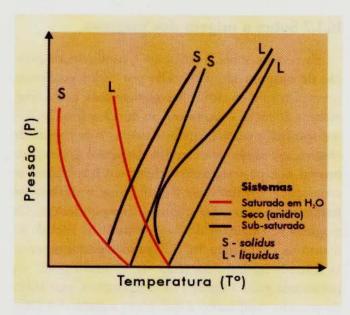



Fig. 16.3 Diagrama P x T (Pressão x Temperatura) com as curvas *solidus* e *liquidus* para sistema saturado em água e para sistema anidro.

É importante frisar que não existe um "oceano de magma" contínuo por baixo da litosfera: o comportamento reológico anômalo (mais "plástico") da astenosfera, indicado pelas ondas sísmicas, deve-se à perda da rigidez das rochas que constituem a astenosfera, em função das altas temperaturas, mas no estado fundamentalmente sólido. Conforme ilustrado na Fig. 16.4, os sítios de formação de magmas concentram-se em locais específicos na astenosfera ou na litosfera em função dos mecanismos tectônicos responsáveis pelas variações nos parâmetros físicos que controlam o processo de fusão das rochas. Assim, nas dorsais meso-oceânicas, o manto quente é conduzido para regiões mais rasas através das células de convecção, sofrendo descompressão e produzindo, por fusão parcial, o grande volume de magma basáltico que alimenta o vulcanismo das dorsais meso-oceânicas e que dá origem à crosta oceânica (Cap. 6). Já nos arcos de ilha e nas cadeias de montanhas das margens continentais convergentes, os magmas andesíticos são produzidos pela fusão da crosta oceânica conduzida

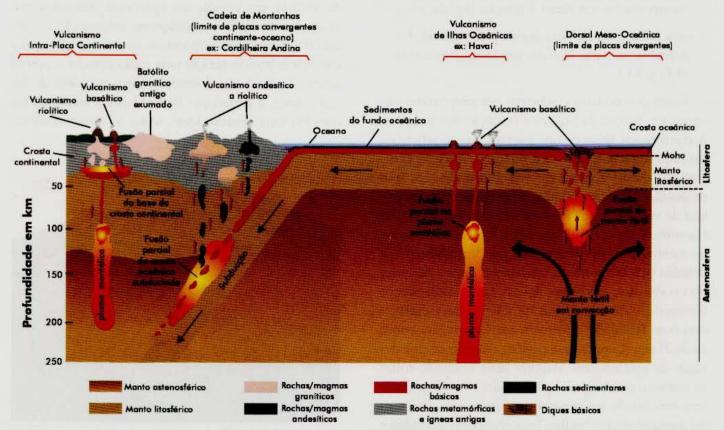



Fig. 16.4 Seção esquemática da crosta / manto (astenosfera / litosfera), indicando a localização dos sítios formadores de magmas no modelo de Tectônica de Placas.

para o manto, onde as temperaturas são maiores, por meio dos mecanismos de subducção. Nas grandes cadeias de montanhas, a parte inferior da crosta continental chega a atingir profundidades da ordem de 40 a 50 quilômetros, com o conseqüente aumento de temperatura, que pode ultrapassar a temperatura de início de fusão das rochas constituintes da base da crosta, de modo a gerar os magmas de composição granítica. Adicionalmente, sítios anomalamente aquecidos, de origem muito profunda, podem desenvolver-se no manto, denominados plumas mantélicas, que trazem calor das partes mais profundas do manto e produzem fusão parcial localizada, gerando tipos característicos de magmas basálticos, a exemplo das ilhas vulcânicas do Havaí, no Oceano Pacífico. Os Caps. 6 e 17 trazem informações adicionais desse tipo de atividade ígnea.

16.1.3 A viagem e chegada dos magmas aos seus sítios de consolidação

O magma, uma vez gerado, tende a deslocar-se na crosta em direção à superfície, por apresentar densidade menor do que as rochas sobrejacentes. O deslocamento de um magma no interior da crosta é complexo e variado, em função da sua constituição e da estruturação das rochas ao seu redor. Sempre que possível, magmas ascendem através de grandes falhas e fraturas. Quando estas descontinuidades não se encontram disponíveis, formam-se bolsões de magma em forma de gigantescas "gotas invertidas" ou "balões" (diápiros), da ordem de vários quilômetros cúbicos, que se deslocam por fluxo plástico em meio às rochas sobrejacentes. Freqüentemente, o bolsão de magma força as rochas encaixantes, às vezes quebrando-as e englobando seus fragmentos. Quando há fusão e assimilação dos blocos capturados, podem ocorrer modificações na composição química do magma original, outras vezes, à medida que o bolsão de magma se move para cima, vai fundindo a rocha encaixante, e que também pode implicar significativa transformação na composição química original do magma, dependendo do tipo de rocha atravessado.

Em muitos casos, grandes volumes de magma "estacionam" a determinadas profundidades e fornecem material para manifestações vulcânicas na superfície por períodos da ordem de dezenas de milhares de anos (Cap. 17). Nestes casos, são denominados **câmaras magmáticas**, cuja presença e dimensões podem ser aferidas indiretamente por estudos geofísicos. Desses sítios, o magma é conduzido à superfície através dos condutos magmáticos ou vulcânicos, que podem apresentar geometria e complexidade variáveis, gerando uma grande gama de formas de ocorrência de rochas magmáticas, conforme será discutido mais adiante.

16.1.4 Quais são os constituintes dos magmas?

A composição de um magma depende de vários fatores:

a) da constituição da rocha geradora;

b) das condições em que ocorreu a fusão desta rocha e da taxa de fusão correspondente; e

c) da história evolutiva deste magma do seu local de origem até o seu sítio de consolidação.

Magmas têm, majoritariamente, composição silicática, em consonância com a composição predominante da crosta e do manto terrestre; porém, magmas carbonáticos e sulfetados também são conhecidos. Em outros planetas e seus satélites também podem existir magmas de composições muito diversas, como demonstrado pelos vulcões sulfurosos de Vênus e de Io (uma das luas de Júpiter).

Os principais componentes dos magmas silicáticos na Terra são, além de O e Si, o Al, Ca, Fe, Mg, Na, K, Mn, Ti e P. A composição química de rochas e magmas é indicada, por convenção, com os elementos constituintes apresentados na forma de óxidos. A variação composicional dos magmas, assim como das rochas ígneas, é descrita principalmente por seu teor de sílica, que indica a porcentagem em peso de SiO_2. O espectro composicional dos magmas silicáticos é muito amplo, e praticamente contínuo em termos do teor de sílica; porém, dois tipos de magma se destacam amplamente pela sua abundância na crosta terrestre: são o magma granítico, com teores de sílica superiores a 66%, e o magma basáltico, com teores de sílica entre 45 e 52%. Alguns pesquisadores acrescentam um terceiro tipo de magma, o magma andesítico (teor de sílica entre 52 e 66%), por sua freqüência e ambiente de colocação específico na crosta (Fig. 16.4). Em termos de volume estimado, porém, os magmas graníticos e basálticos são nitidamente preponderantes. Composições médias de rochas representativas dos três tipos de magmas – respectivamente **granitos**, **andesitos** e **basaltos** – são apresentadas na Tabela 16.1 e ilustradas, a título de comparação, na Fig. 16.5.

Tabela 16.1 Exemplos de composição média de rochas ígneas consolidadas a partir de magmas graníticos, andesíticos e basálticos (valores em % em peso).

Rocha/Magma Óxido	Granito	Andesito	Basalto
SiO_2	72,08	54,20	50,83
TiO_2	0,37	1,31	2,03
Al_2O_3	13,86	17,17	14,07
Fe_2O_3	0,86	3,48	2,88
FeO	1,67	5,49	9,05
MnO	0,06	0,15	0,18
MgO	0,52	4,36	6,34
CaO	1,33	7,92	10,42
Na_2O	3,08	3,67	2,23
K_2O	5,46	1,11	0,82
P_2O_5	0,18	0,28	0,23
H_2O	0,53	0,86	0,91
Total	100,00	100,00	100,00

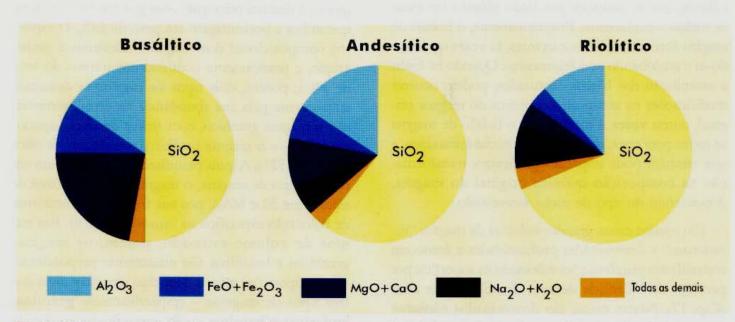



Fig. 16.5 Diagramas em "pizza", comparando as composições médias de magmas graníticos, andesíticos e basálticos.

16.1.5 A influência da composição sobre o comportamento dos magmas

As características físicas dos magmas, como a temperatura e a viscosidade, antes mencionadas, estão intrinsecamente relacionadas à composição dos mesmos e estas relações encontram-se ilustradas na Fig. 16.6. Magmas basálticos são mais "quentes", com temperaturas da ordem de 1.000 a 1.200° C, e têm viscosidade menor. Já os magmas graníticos são significativamente mais viscosos e apresentam temperaturas da ordem de 700 a 800° C. A viscosidade de um magma silicático aumenta com:

a) o aumento do teor de sílica;

b) a redução da temperatura;

c) a diminuição do conteúdo de voláteis.

Estas relações podem ser explicadas através do comportamento dos radicais aniônicos tetraédricos $[SiO_4]^{-4}$ que existem nos magmas, e que representam as unidades estruturais fundamentais para a constituição do retículo cristalino dos minerais silicáticos formados quando da cristalização destes magmas (ver Cap. 2). Essas unidades tendem a se polimerizar, unindo-se em estruturas progressivamente mais complexas à medida que a cristalização de um magma avança. Em magmas ricos em sílica, esta polimerização se dá nas primeiras etapas da consolidação, e em escala mais ampla, produz extensas cadeias que dificultam o fluxo do magma, aumentando sua viscosidade. Em magmas básicos, com teores de sílica menores, essa polimerização só acontece, em escala significativa, nas etapas mais avançadas da consolidação, ou seja, não se formam grandes estruturas polimerizadas que possam dificultar o fluxo do magma nos estágios iniciais. Nos magmas graníticos, porém, o aumento de temperatura tende a destruir as estruturas polimerizadas, diminuindo assim a viscosidade do magma. O aumento do teor de água dissolvida no magma tem efeito similar, tendendo a diminuir a sua viscosidade. Assim, magmas graníticos, ainda que mais viscosos, podem ter sua mobilidade ampliada quando a altas temperaturas, ou quando apresentarem teores elevados de água dissolvida. Magmas basálticos, apesar de apresentarem baixos teores de água dissolvida, têm no seu baixo conteúdo em sílica a principal razão para as suas viscosidades mais baixas.

Fig. 16.6 As relações entre composição (teor de sílica), temperatura e viscosidade dos principais tipos de magmas.

16.1.6 As razões da diversidade de magmas

A variedade composicional dos magmas (e, por conseqüência, das rochas ígneas em geral) é fruto dos próprios processos geradores de magmas. Magmas diversos são produzidos em função da constituição da área-fonte, ou seja, do tipo de rocha cuja fusão produz o magma e da taxa de fusão desta rocha geradora. Contudo, a profundidade em que ocorre a fusão também é um fator importante, que pode influenciar significativamente a composição dos magmas produzidos. Magmas basálticos são gerados em grandes volumes pela fusão dos **peridotitos** mantélicos (rochas constituintes do manto, formadas predominantemente por minerais ferro-magnesianos, como olivina e piroxênios), principalmente nas regiões abaixo das dorsais meso-oceânicas, mas eventualmente também abaixo da crosta continental, no manto superior. Já os magmas graníticos são associados à fusão de partes profundas da crosta continental, enriquecida em sílica em relação à crosta oceânica. Magmas andesíticos são característicos dos arcos de ilha ou de cadeias de montanhas em margens continentais convergentes, como na Cadeia Andina. Por razões termodinâmicas, magmas gerados a partir da fusão parcial de uma determinada rocha-fonte são

enriquecidos em sílica em relação à mesma. Assim, basaltos são mais ricos em sílica que os peridotitos a partir dos quais se formam os magmas basálticos; andesitos apresentam-se enriquecidos em sílica quando comparados aos basaltos de fundo oceânico; e granitos, que em muitos casos podem formar-se pela fusão parcial de rochas de composição andesítica, são ainda mais enriquecidos em sílica que estas.

A variedade composicional de magmas é ampliada através de processos modificadores de magmas "primários", gerados pela fusão parcial das áreas-fonte. Estes processos são diversificados, e sua importância varia de caso para caso, às vezes de maneira ainda não perfeitamente compreendida. O mais importante destes processos diz respeito à cristalização fracionada de magmas. A consolidação de um magma por cristalização é um processo complexo e, quando em profundidade, demorado. O magma idealmente líquido encontra-se a temperaturas elevadas, quando então todos os seus componentes estão dissolvidos no material fundido. Quando o magma se instala em porções superiores mais frias da crosta, perde calor para as rochas encaixantes por condução, e sua temperatura diminui paulatinamente. Quando a temperatura atinge

a

SÉRIES DE REAÇÃO DE BOWEN

SÉRIE DESCONTÍNUA — **SÉRIE CONTÍNUA**

Tipo de Magma	Minerais que cristalizam		
	(Cromita)		Cristalização de alta T° (>1.000°C)
Basáltico (SiO_2 entre 45 e 52%)	Olivina ↓ Ortopiroxênio (Fe-Mg) ↓ Clinopiroxênio (Ca-Fe-Mg) ↓	Plagioclásio cálcico ↙ (Ca>Na) ↙	
Andesítico (SiO_2 entre 52 e 66%)	Anfibólio ↓ Biotita ↘	(Na>Ca) ↙ Plagioclásio sódico ↙	
Granítico (SiO_2 > 66%)	Feldspato potássico (Ortoclásio) ↓ Muscovita (mica branca) ↓ Quartzo		Cristalização tardia de baixa T° (≤ 600°C)

Fig. 16.7 a) As séries de reação de Bowen. Do lado esquerdo, a série descontínua inicia-se com a cristalização de olivina, substituída posteriormente pelo piroxênio sub-cálcico (enstatita ou pigeonita), e prossegue com a cristalização de piroxênio cálcico (augita) e finalmente anfibólio e biotita. Do lado direito, a série contínua, representada pelo grupo do plagioclásio. O plagioclásio inicial é mais cálcico (anortita a bytownita), tornando-se paulatinamente mais sódico (oligoclásio ou albita nos líquidos residuais). Esta variação composicional ao longo da cristalização do magma pode estar registrada nos padrões de zoneamento dos cristais de plagioclásio; b) Cristal de plagioclásio zonado. Foto: S. R. F. Vlach.

um determinado valor crítico, inicia-se a cristalização magmática: formam-se germes cristalinos, minúsculos núcleos de cristais, de formas vazadas, esqueletais, às vezes até plumosas, que crescerão para constituir as fases minerais da rocha ígnea resultante.

Nos estágios iniciais da cristalização magmática, as diferentes fases minerais não cristalizam concomitantemente: algumas formam-se primeiro, e só depois que a composição do magma remanescente tiver sido apreciavelmente modificada pela extração destas primeiras fases, e sua temperatura tiver diminuído ainda mais, é que as demais fases minerais irão se juntar às que já se encontram em processo de cristalização, ou mesmo irão substituí-las neste processo. A seqüência de cristalização resultante é definida por parâmetros termodinâmicos, e depende fundamentalmente da composição do magma inicial. A seqüência ideal de cristalização dos minerais foi originalmente estabelecida para magmas basálticos pelo petrólogo experimentalista N. L. Bowen, em 1928, nas Séries de Reação de Bowen, ilustradas na Fig. 16.7. Teoricamente, é possível obter, a partir de um magma "primário" basáltico, toda uma série de rochas ígneas, desde as ultrabásicas (ou peridotíticas) até as ácidas (ou graníticas), utilizando para tanto processos de fracionamento do magma basáltico original durante a sua cristalização. É importante frisarmos que as Séries de Reação de Bowen representam um modelo genérico e simplificado ilustrativo de um processo natural muito mais complexo e que, portanto, deve ser utilizado com cautela na interpretação da cristalização de qualquer corpo magmático.

Exemplos reais da geração de rochas composicionalmente variadas através da cristalização fracionada de um mesmo magma antecessor podem ser encontrados nos complexos estratiformes nos quais, a partir de magmas originalmente basálticos, são gerados peridotitos, ricos em olivina e piroxênios, pelo acúmulo destes minerais nas partes inferiores da câmara magmática, **gabros**, constituídos de plagioclásio cálcico e piroxênios, pela cristalização do magma basáltico mais ou menos modificado, e anortositos, pelo acúmulo de plagioclásio. Exemplos brasileiros de complexos deste tipo são, entre outros, os maciços máfico-ultramáficos de Niquelândia e Canabrava, em Goiás.

A cristalização fracionada é apenas um dos mecanismos que permitem a obtenção de magmas composicionalmente modificados a partir de um magma original qualquer. Outros exemplos possíveis de processos modificadores de magmas que, em muitos casos, adquirem importância até maior que a cristalização fracionada são a mistura de magmas originalmente diferentes, a imiscibilidade de magmas, e a assimilação de rochas dos condutos magmáticos durante a sua ascensão, ou ainda das rochas encaixantes após o alojamento no sítio de consolidação final. Na mistura de magmas, magmas de composições distintas, mas gerados em um mesmo contexto tectônico, podem ter contato durante a sua ascensão na crosta e misturar-se em proporções diversas, gerando todo um espectro de composições intermediárias. Na imiscibilidade de magmas, durante a evolução de um volume de magma originalmente homogêneo, podem separar-se frações imiscíveis (como água e óleo), e cristalizar em separado, produzindo estruturas muito particulares nas rochas geradas. A assimilação de rochas acontece quando o magma abre caminho para avançar na crosta rumo à superfície, e pedaços das rochas encaixantes são incorporados ao magma, sendo "digeridos" pelo mesmo, que conseqüentemente sofre mudanças na composição em função da natureza e do volume da rocha assimilada.

16.2 Variedade e Características das Rochas Ígneas

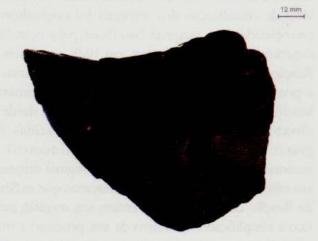
16.2.1 A variedade das rochas ígneas

Como vimos antes, magmas apresentam variações composicionais significativas em função de sua gênese e dos processos modificadores que podem ocorrer durante a sua cristalização. A variedade composicional das rochas ígneas é conseqüência natural da variedade composicional dos magmas a partir dos quais se consolidaram. Há tipos de rochas ígneas mais comuns, que ocorrem em volume significativo, como constituintes fundamentais da crosta: granitos e basaltos são os mais representativos. Outros tipos são mais raros, ocorrendo em sítios geológicos particulares e em volume reduzido, às vezes como verdadeiras curiosidades geológicas, como é o caso, por exemplo, dos carbonatitos. Estas rochas são cristalizadas a partir de magmas de composição carbonática (predominam minerais como a calcita e a dolomita), e não silicática, como a maioria das rochas ígneas. Sua importância econômica está em poderem alojar importantes jazidas de fosfato, como as de Cajati, no Vale do Ribeira (SP) e de Tapira (MG), além de outros bens minerais,

como em Araxá (MG), onde se localiza a maior jazida de nióbio do mundo (Caps. 8 e 21).

A composição química de uma determinada rocha reflete-se nas espécies minerais constituintes e na proporção entre as distintas fases minerais. Um dos parâmetros fundamentais para a caracterização composicional de rochas ígneas é o teor de sílica, já mencionado anteriormente. Segundo este parâmetro, as rochas ígneas podem ser subdivididas em ácidas, com teor de sílica superior a 66%, intermediárias, com teor de sílica entre 66 e 52%, básicas, com teor de sílica entre 52 e 45% e ultrabásicas, quando o teor de sílica é inferior a 45%. Granitos (Fig. 16.8 a e b), andesitos, basaltos (Fig. 16.8 c) e gabros (Fig. 16.8 d) e peridotitos (Fig. 16.2) são, respectivamente, representantes típicos de cada categoria.

Nas rochas ácidas, a abundância em sílica resulta na cristalização de quartzo, que representa o excesso de sílica, ou sílica livre, não incorporada ao retículo dos demais minerais silicáticos. Em rochas básicas, os teores reduzidos de sílica implicam aumento concomitante no teor dos demais componentes químicos, notadamente Mg, Fe e Ca, o que resulta na abundância de silicatos ricos nesses elementos, como olivina, piroxênios, anfibólios, e eventualmente biotita, denominados, coletivamente, minerais máficos, ou cafêmicos (de Ca-Fe-Mg), que apresentam caracteristicamente cores escuras (Fig. 16.8 d). Em rochas ácidas e intermediárias, predominam amplamente os minerais félsicos, de cores claras, e com altos teores de Si, Al, Na e K, representados principalmente pelos feldspatos e feldspatóides, além do próprio quartzo (Fig.s 16.8 a e b).

a) Granito: rocha intrusiva ácida maciça, fanerítica equigranular média. Capão Bonito, SP.

c) Basalto: rocha vulcânica básica maciça, afanítica. Bacia do Paraná.

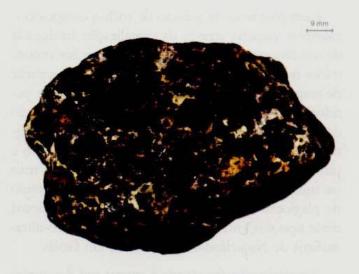
b) Granito: rocha intrusiva ácida maciça, porfirítica, com matriz fanerítica. Piedade, SP.

d) Gabro: rocha intrusiva básica maciça, fanerítica, com alto teor de minerais máficos (piroxênio). Ilha de São Sebastião, SP.

Fig. 16.8 Quadro de amostras I. Fotos: G. A. J. Szabó.

Outras relações composicionais importantes são aquelas que dizem respeito às proporções entre sílica (SiO_2) e alumina (Al_2O_3), e ao conteúdo em álcalis (Na_2O e K_2O). Rochas muito ricas em álcalis apresentam composições mineralógicas peculiares, com minerais máficos de Na e K, e são denominadas rochas alcalinas. Quando o teor de Al_2O_3 é elevado, cristalizando minerais ricos em Al, falamos de rochas peraluminosas. Em alguns casos, o teor de sílica no magma em cristalização é insuficiente para garantir a incorporação de todos os álcalis e alumina disponíveis aos feldspatos e cristalizam, adicionalmente, minerais ditos "insaturados em sílica", como os feldspatóides. Estes minerais são incompatíveis com teores mais elevados de sílica, quando então cristalizam normalmente os feldspatos em seu lugar. Rochas que contêm feldspatóides são alcalinas, denominadas rochas insaturadas em sílica ou, abreviadamente, rochas insaturadas.

16.2.2 Como inferir a composição química a partir da composição mineralógica

Um parâmetro muito útil na caracterização composicional expedita de rochas ígneas é o **índice de cor** (M), que diz respeito à proporção entre minerais máficos e félsicos, e é definido pelo número puro correspondente ao percentual de minerais máficos na constituição volumétrica de uma rocha ígnea qualquer. Segundo este parâmetro, as rochas ígneas podem ser subdivididas em hololeucocráticas ($M < 10$), leucocráticas (M entre 10 e 30), mesocráticas (M entre 30 e 60), melanocráticas (ou máficas - M entre 60 e 90) e ultramelanocráticas (ou ultramáficas - $M > 90$). De maneira simplificada, pode-se referir apenas a rochas leucocráticas, se houver amplo predomínio de minerais félsicos, ou rochas máficas, quando os minerais máficos forem os mais abundantes. Há uma correlação genérica entre teor de sílica e índice de cor das rochas ígneas, como ilustrado na Fig. 16.9: rochas ácidas a intermediárias são, em geral, leucocráticas (ou félsicas), enquanto rochas básicas são melanocráticas (ou máficas), e rochas ultrabásicas, na sua maioria, são ultramelanocráticas (ou ultramáficas).

16.2.3 Como interpretar o ambiente de consolidação de uma rocha ígnea

A composição mineralógica das rochas ígneas é o quesito fundamental para a sua nomenclatura e classificação petrográfica, e relaciona diretamente cada rocha ígnea com a composição do magma a partir do qual se consolidou. Para uma nomenclatura e classificação petrográfica completas, porém, é necessário acrescentar informações sobre o ambiente e a história da consolidação de cada rocha. Estas informações podem ser obtidas a partir das texturas e estruturas apresentadas pelas diversas rochas ígneas, que se desenvolvem em resposta direta ao ambiente no qual um determinado magma finalmente se aloja e se consolida. **Textura** diz respeito às características e relações entre as fases minerais constituintes de uma determinada rocha: suas dimensões absolutas e relativas, seus hábitos e formas, seus padrões de arranjo, e é definida, normalmente, em escala de amostra de mão e/ou em escala microscópica. **Estrutura** diz respeito ao ar-

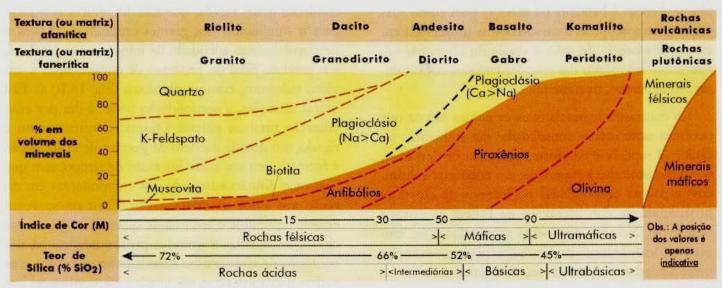



Fig. 16.9 As relações entre Índice de cor, teor de sílica, composição mineralógica e ambiente de cristalização para as rochas ígneas mais comuns (excluindo as alcalinas).

a) Obsidiana (vidro vulcânico).

b) Pegmatito de turmalina granito, textura fanerítica grossa a muito grossa. Perus, SP.

c) Basalto vesicular / amigdaloidal. Bacia do Paraná.

d) Púmice.

Fig. 16.10 Quadro de amostras II. Fotos: G. A. J. Szabó.

ranjo de porções distintas de uma rocha (por exemplo, se a rocha é bandada ou maciça) bem como suas feições macroscópicas a mesoscópicas (observada em escala de amostra de mão a escala de afloramento), sem entrar no mérito das relações entre os constituintes fundamentais, os minerais.

Os contrastes texturais mais evidentes são os que ocorrem entre rochas consolidadas em ambiente vulcânico (à superfície da crosta, na forma de derrames, ou muito próximo à superfície, em condutos vulcânicos) e rochas consolidadas no interior da crosta (a profundidades consideráveis, na forma de corpos intrusivos). No caso das rochas consolidadas em ambiente vulcânico, ou sub-vulcânico raso, a profundidades não superiores a algumas dezenas ou poucas centenas de metros, o magma – ou, no caso de derrames, a lava – perde calor rapidamente, e sua consolidação é acelerada. Em muitos casos, esta consolidação é tão rápida, que não há tempo suficiente para o surgimento dos germes cristalinos, ou para o desenvolvimento adequado de minerais a partir deles, e o produto final do processo de consolidação é um vidro vulcânico, como a obsidiana (Fig. 16.10 a). Em outras situações, a consolidação pode se dar por cristalização total ou parcial. Quando o resfriamento é rápido, um grande número de germes de cristalização é formado em um curto intervalo de tempo, sem que haja uma difusão adequada dos componentes em direção aos sítios de cristalização. Formam-se assim cristais diminutos e em grande quantidade. Já em rochas consolidadas a grandes profundidades, há um contraste de temperatura menor entre o magma e as rochas encaixantes que, adicionalmente, constituem isolantes térmicos muito eficientes. Isto diminui a perda

de calor do magma, fazendo com que sua consolidação tenha duração longa. Derrames de lava espessos consolidam-se em questão de alguns anos, decênios, ou séculos, quando muito; a consolidação de corpos magmáticos intrusivos pode prolongar-se por alguns milhares, ou até dezenas de milhares de anos. Por conta da cristalização lenta, a difusão dos componentes em magmas alojados em profundidade é muito mais eficiente e, portanto, desenvolvem-se minerais de dimensões maiores.

O desenvolvimento das fases minerais pode ser aferido através do grau de cristalinidade e do grau de visibilidade de uma rocha ígnea. O grau de cristalinidade diz respeito à participação da fase vítrea como constituinte representativo de uma rocha vulcânica. Rochas isentas de vidro, constituídas essencialmente de fases cristalinas, os minerais, são holocristalinas. Rochas constituídas predominantemente de vidro vulcânico são denominadas vítreas (Fig. 16.10 a). Já o grau de visibilidade diz respeito ao tamanho absoluto dos constituintes minerais. Em rochas de granulação muito fina, os cristais são praticamente imperceptíveis a olho nu, ou mesmo à lupa manual; neste caso, diz-se que a rocha apresenta **textura afanítica** (Fig. 16.8 c). Quando os constituintes minerais têm dimensões que permitem individualizá-los a olho nu, ou mesmo identificá-los, a rocha passa a ter **textura fanerítica**. Para as rochas faneríticas, fala-se ainda em rochas de granulação fina, quando os constituintes, apesar de perceptíveis, são diminutos, de dimensões submilimétricas, e rochas de granulação média (Figs. 16.8 a e d), quando os constituintes têm dimensões da ordem de até alguns milímetros. O termo granulação grossa é empregado quando os constituintes possuem dimensão entre 0,5 e 3,0 cm. A granulação muito grossa é típica dos pegmatitos (Fig. 16.10 b), com os minerais individuais tendo tamanhos da ordem de vários centímetros, decímetros, ou até metros, em alguns casos.

O grau de cristalinidade e grau de visibilidade podem ser correlacionados ao ambiente de consolidação de uma rocha ígnea (Fig. 16.11). Rochas portadoras de vidro vulcânico em qualquer proporção formam-se à superfície, em ambiente vulcânico. Rochas holocristalinas afaníticas indicam cristalização rápida à superfície, em derrames, ou próximo à superfície, em dutos alimentadores dos mesmos, ou ainda em corpos intrusivos rasos associados. Rochas faneríticas finas são geralmente também associadas a ambientes vulcânicos / sub-vulcânicos, como constituintes das partes centrais de derrames espessos ou de corpos ígneos intrusivos de dimensões reduzidas. Já rochas faneríticas médias e grossas desenvolvem-se tipicamente em corpos intrusivos profundos, de dimensões expressivas. No caso dos pegmatitos (Fig. 16.10 b),

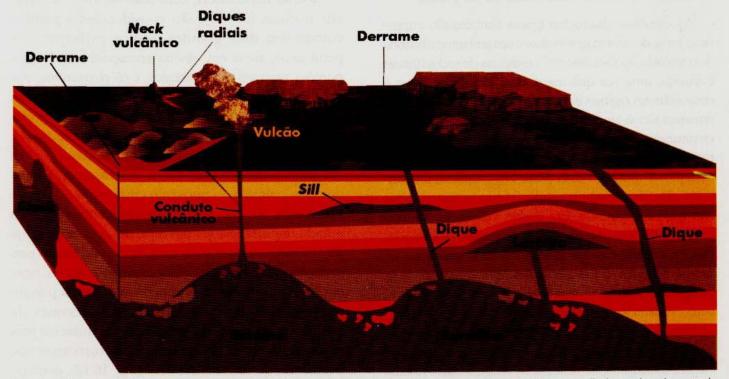



Fig. 16.11 Diagrama esquemático mostrando as formas de ocorrência de rochas magmáticas (derrame, *sill*, dique, batólito, *stock*, *neck* vulcânico, diques radiais e lacólito).

o crescimento exagerado dos minerais é devido a fatores adicionais, como uma grande riqueza em fluidos e elementos de alta mobilidade, e não ao tempo e profundidade de cristalização propriamente ditos.

Podemos também reconstituir a história da cristalização de uma rocha ígnea a partir das dimensões relativas entre as suas fases minerais. Magmas que cristalizam em um único episódio, diretamente no seu sítio final de alojamento, tendem a produzir constituintes com dimensões da mesma ordem de grandeza, sejam eles muito finos, finos, de granulação média ou grossa. Já magmas que iniciam sua cristalização em um determinado ambiente, sofrem novo transporte, e terminam sua consolidação em um ambiente distinto do inicial. Em geral registram isto através da existência de uma geração de cristais de dimensões superiores às dimensões dos demais constituintes. Quando todos os constituintes têm dimensões de mesma ordem de grandeza, a textura é dita equigranular (Figs. 16.8 a e d). Já quando há uma geração de cristais que sobressai na textura por apresentar dimensões superiores às dos demais constituintes por pelo menos uma ordem de grandeza, a textura é designada **porfirítica** (Fig. 16.8 b) e os cristais de tamanho avantajado são denominados **fenocristais**, enquanto os demais, de dimensões inferiores, constituem a matriz. Dependendo do ambiente em que a consolidação é completada, a matriz de uma rocha com textura porfirítica pode ser vítrea, afanítica, ou fanerítica fina, média ou até grossa.

As estruturas das rochas ígneas também são importante fonte de informações sobre o seu ambiente e história de consolidação. Geralmente, a estrutura de rochas ígneas é maciça, uma vez que magmas tendem a se alojar e consolidar em regimes isentos de tensões; exemplos desta estrutura são as amostras das Figs. 16.8 a e d. Há, porém, estruturas indicativas de fluxo, tanto em rochas vulcânicas como intrusivas: as lavas cordadas (*pahoehoe*) são um exemplo do primeiro caso (Cap. 17), enquanto a orientação de cristais tabulares de feldspato em sienitos exemplifica o segundo. Em rochas vulcânicas, há uma série de estruturas associadas aos processos de extrusão, fluxo e solidificação das lavas. Estruturas indicativas de escape de gases são as **vesículas** (quando vazias) e as **amígdalas** (quando preenchidas por minerais tardios, como variedades cristalinas e cripto-cristalinas de silica, carbonatos, zeólitas, etc. - Fig. 16.10 c). Derrames basálticos, como os da Bacia do Paraná, apresentam freqüentemente topos vesiculares/amigdaloidais. Rochas com alto volume de vesículas são denominadas escoriáceas. Já os **púmices** representam um tipo particular de rocha vulcânica com alto índice de vazios produzidos por escape de gases, com uma estrutura esponjosa / celular, onde os septos entre os vazios são de material vítreo muito delgado (Fig. 16.10 d).

16.2.4 Dando nomes às rochas ígneas

A nomenclatura de rochas ígneas é definida, como já mencionado, com base nas suas composições mineralógicas e nas suas texturas. Os critérios de nomenclatura são padronizados internacionalmente pela sistemática adotada pela IUGS (*International Union of Geological Sciences* – União Internacional das Ciências Geológicas). Esta sistemática é também conhecida como Nomenclatura de Rochas Ígneas de Streckeisen, em homenagem ao geólogo suíço A. L. Streckeisen, que propôs a adoção de critérios mundialmente unificados de nomenclatura para as rochas ígneas. Segundo esta sistemática, as rochas são subdivididas em vulcânicas, quando apresentam textura afanítica ou vítrea, e intrusivas, quando a textura for fanerítica de qualquer granulação. O nome da rocha é então definido pela proporção observada entre seus constituintes minerais majoritários, ou pela proporção entre constituintes minerais inferida através de critérios variados, quando os minerais individuais não forem visíveis.

Rochas ultramáficas, com mais de 90% de minerais máficos (M>90), são consideradas à parte, e constituem dois grandes grupos principais: os peridotitos, ricos em olivina acompanhada de proporções variáveis de piroxênios, e os piroxenitos, nos quais prevalecem os piroxênios, podendo conter um pouco de olivina. Peridotitos são as rochas constituintes do manto da Terra, e servem de fonte para a extração dos magmas basálticos; piroxenitos ocorrem em corpos máfico-ultramáficos estratiformes, formados pelo acúmulo do piroxênio cristalizado na câmara magmática. Rochas vulcânicas ultramáficas tiveram grande importância no passado, no Arqueano (Cap. 23), quando a temperatura mais elevada do manto permitia maiores taxas de fusão, gerando magmas ricos em Mg que, alcançando a superfície da crosta primitiva, consolidavam-se na forma de derrames de komatiitos, rochas peculiares de grande interesse para o estudo da evolução do manto e da crosta arqueana, portadoras de texturas curiosas (Fig. 16.12), denomi-

nadas *spinifex* pela semelhança que apresentam com uma gramínea australiana homônima.

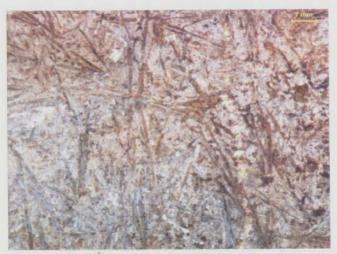
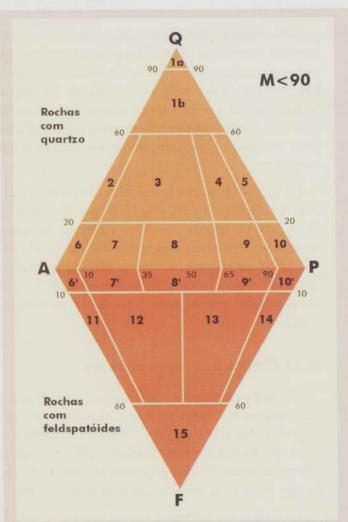



Fig. 16.12 Komatiito com textura *spinifex*. Pium-hi, MG. Foto: G. A. J. Szabó.

Rochas não ultramáficas (M<90) podem ser classificadas pelas proporções que apresentam entre seus constituintes félsicos: feldspatos alcalinos, plagioclásio, quartzo e feldspatóides (lembrando que quartzo – sílica cristalina livre – é incompatível com a presença de feldspatóides). A proporção entre estes constituintes é recalculada para 100%, e o resultado lançado em um dos dois diagramas triangulares de referência (Diagrama QFAP - Fig. 16.13). O nome-raiz da rocha é obtido a partir dos campos definidos nestes diagramas, e acrescido de informações adicionais julgadas relevantes. Por exemplo, uma rocha com textura fanerítica de granulação média, constituída predominantemente pelos minerais félsicos quartzo, plagioclásio (com teor do componente anortita em torno de 20% = oligoclásio) e feldspato alcalino (ortoclásio ou microclínio) em proporções equivalentes será denominada "granito". Se este granito tiver quantidades representativas de biotita, e alguns dos seus cristais de feldspato constituírem fenocristais, com tamanho relativo avantajado quando comparados aos demais, que

Denominação dos campos:

1a Quartzolito
1b Granitóide rico em quartzo
2 Álcali-feldspato granito
3 Granito
4 Granodiorito
5 Tonalito
6 (Quartzo*) Álcali-feldspato sienito
7 (Quartzo*) Sienito
8 (Quartzo*) Monzonito
9 (Quartzo*) Monzodiorito ou monzogabro
10 (Quartzo*) Diorito ou gabro
6' Álcali-feldspato sienito com feldspatóide
7' Sienito com feldspatóide
8' Monzonito com feldspatóide
9' Monzodiorito ou monzogabro com feldspatóide
10' Diorito ou gabro com feldspatóide
11 Feldspatóide sienito
12 Feldspatóide monzossienito
13 Feldspatóide monzodiorito
14 Feldspatóide diorito ou gabro
15 Foidolito

Fig. 16.13 Diagrama QFAP da Sistemática da IUGS (simplificado) para classificação de rochas ígneas com Índice de Cor (M) < 90 com os principais nomes-raiz para rochas ígneas intrusivas. Q quartzo; F feldspatóide; A feldspato alcalino; P plagioclásio. Obs: Quartzo* – usar o prefixo quando este mineral for superior a 5%; gabro difere de diorito por apresentar, em geral, M≥50.

constituirão portanto a matriz (Fig. 16.8 b), a sua denominação mais completa será biotita granito porfirítico, acrescentando importantes informações mineralógicas e texturais ao nome-raiz.

Para rochas vulcânicas, a composição mineralógica é inferida a partir dos fenocristais, quando presentes (fenocristais de quartzo indicam elevado teor em sílica, logo, a rocha seria o equivalente vulcânico do granito, denominada **riolito**), ou pela cor da rocha (rochas escuras são, em geral, máficas; rochas de coloração avermelhada / arroxeada a acinzentada ou mais clara serão mais félsicas). A classificação mais acurada de rochas vulcânicas é difícil quando em amostras de mão, necessitando de estudos de microscopia ou análises químicas. Macroscopicamente, rochas ígneas afaníticas podem ser chamadas de felsitos, quando apresentarem cores claras, e de mafitos, ou rochas basálticas (no sentido genérico), quando forem escuras.

Para rochas com textura fanerítica fina, recomenda-se usar o prefixo micro(microgranito, microgabro, etc.). Tradicionalmente, previa-se uma nomenclatura distinta para rochas com essa textura, consolidadas geralmente em corpos menores, de colocação pouco profunda. Neste sentido, haveria um tipo de rocha intermediário entre o gabro, resultante da consolidação de um magma básico em profundidade, e logo com textura fanerítica média a grossa, e o basalto, seu equivalente vulcânico, de textura afanítica. A rocha de textura fanerítica fina resultante da consolidação de um magma básico em corpos intrusivos rasos denomina-se **diabásio**, que julgamos necessário mencionar por tratar-se de um termo firmemente arraigado no linguajar dos geólogos.

Uma classificação simplificada que pode ser utilizada de maneira expedita é aquela apresentada na Fig. 16.9, relacionando composição química, índice de cor (M), textura e ambiente de cristalização de algumas das rochas ígneas mais freqüentes na crosta. Neste diagrama, a proporção entre os principais constituintes minerais permite optar entre os nomes granito, **granodiorito**, **diorito**, gabro e peridotito para rochas intrusivas, e os respectivos equivalentes vulcânicos riolito, **dacito**, andesito, basalto e, caso particular, komatiito. Não são apresentadas, neste diagrama, as rochas alcalinas, como **sienitos** e seus equivalentes vulcânicos, os **fonolitos**. Estas rochas podem ser identificadas pela sua riqueza em minerais de Na e K: sienitos e fonolitos, que são constituídos predominantemente por feldspatos alcalinos, acompanhados ou não de feldspatóides (quando insaturados em sílica) ou quartzo (quando supersaturados em sílica), além de eventuais minerais máficos portadores de Na e/ou K. Devemos ter em mente, ainda, que este diagrama representa uma abstração, e as relações entre os parâmetros utilizados podem não ser tão diretas assim em muitos casos (há exemplos de granitos mesocráticos e até melanocráticos, e de gabros leucocráticos, ainda que sejam rochas menos freqüentes). No entanto, serve como boa aproximação para uma classificação preliminar, desde que utilizado com critério, dentro das suas limitações.

16.3 Rochas Intrusivas: Modos de Ocorrência e Estruturas

A seguir serão descritas as formas de ocorrência das rochas ígneas intrusivas com maior detalhe. As formas de ocorrência das rochas vulcânicas e suas estruturas específicas serão consideradas no Cap. 17.

Se o magma, gerado em profundidade, se consolidar no interior da crosta, teremos a formação de rochas plutônicas ou intrusivas. Dependendo da profundidade na qual o magma se cristaliza, os corpos rochosos gerados podem ser classificados em: abissais, se a cristalização ocorrer em grandes profundidades (mais de 2 km) e hipabissais, se cristalizarem em níveis crustais rasos.

Os corpos de rochas ígneas intrusivas podem também ser classificados em relação às suas formas (Fig. 16.11), que podem ser alongadas, circulares, tabulares ou mesmo totalmente irregulares. De um modo geral, todos os corpos intrusivos são denominados "plutons" e podem ser distinguidos de acordo com seu tamanho e relação com as rochas encaixantes da crosta.

16.3.1 Corpos intrusivos menores

Os corpos intrusivos menores são representados pelos **diques** e ***sills*** (ou soleiras), que têm formas tabulares, pelos **lacólitos**, em forma de cogumelo e pelos ***necks* vulcânicos**. Diques e *sills* possuem a mesma geometria e a diferença entre eles está no modo em que se dá a sua intrusão nas rochas encaixantes.

Os diques são formados quando o magma invade as rochas encaixantes através de fraturas ou falhas, e apresentam uma atitude vertical ou cortam as estruturas originais dessas rochas, sendo portanto

Fig. 16.14 Dique básico cortando gnaisse migmatítico. Foto: B. B. de B. Neves.

denominados corpos discordantes (Fig. 16.14). Os diques podem ser enormes como, por exemplo, o "Grande Dique" na Rodésia que é representado por um corpo de gabro com aproximadamente 500 km de comprimento e 8 km de espessura. No entanto, eles também podem ter dimensões pequenas, de alguns metros ou centímetros. Os diques podem ocorrer isoladamente ou como enxames. Seu tamanho depende do volume de magma disponível e do tamanho da fratura pela qual ele percola. Geralmente, os diques são constituídos por magmas básicos, que são mais fluidos e conseguem percolar pelas fraturas e falhas da crosta com maior facilidade. Contudo, diques de rochas félsicas (graníticas) também ocorrem.

Os *sills* (soleiras) são corpos intrusivos tabulares que se alojam com atitude horizontal a sub-horizontal, paralelamente à estratificação quando as rochas encaixantes forem sedimentares (Fig. 16.15), pelo que são chamados de corpos concordantes. Seu tamanho também é variável, porém, para um mesmo corpo, a espessura é relativamente constante. Este fato levou os geólogos a sugerirem que os *sills* são formados por lavas bastante fluidas, o que é geralmente observado, já que a grande maioria dos corpos é constituída de rochas básicas. A ocorrência de um *sill*, por ser um corpo concordante, exige que a camada de rocha sedimentar sobrejacente seja soerguida por igual a uma altura equivalente à espessura do *sill*. Embora isto pareça muito difícil, o processo de soerguimento da camada de rocha requer menos energia do que aquela

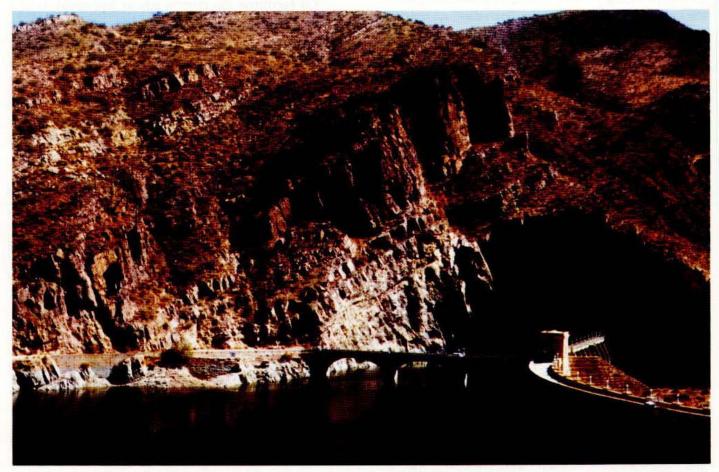



Fig. 16.15 *Sill* de microgabro (diabásio – rocha escura) intrusivo em calcários paleozóicos (rochas claras). Represa Roosevelt, Fênix, Arizona, E. U. A. Foto: W. R. Van Schmus.

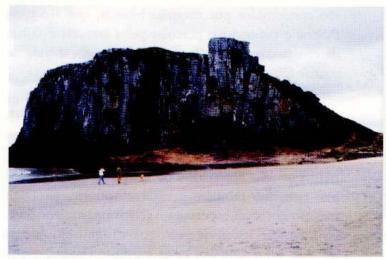



Fig. 16.16 Disjunção colunar em basaltos da Bacia do Paraná. Torres, RS. Foto: R. Machado.

necessária para levar o magma até a superfície. Conseqüentemente, os *sills* se formam preferencialmente em níveis rasos da crosta, próximos à superfície, onde a pressão exercida pelo peso das rochas sobrepostas é relativamente pequena.

Um exemplo clássico de um corpo em forma de *sill* é o de Palisades nos Estados Unidos. Ele possui cerca de 300 m de espessura e hoje, por causa dos processos erosivos, ocorre como um "paredão" na margem do rio Hudson. Devido à sua grande espessura e ao lento resfriamento do magma ele é um ótimo exemplo de cristalização fracionada. Este *sill* formou-se a partir de um magma rico em componentes dos minerais olivina, piroxênio e plagioclásio. Como olivina forma-se primeiro durante o processo de cristalização (série de Bowen, Fig. 16.7) e é o mais denso destes minerais, sofreu precipitação perfazendo cerca de 25% dos minerais presentes na parte basal do *sill*. Próximo ao topo do corpo, a olivina perfaz apenas 1% da rocha, enquanto o mineral mais leve, o plagioclásio, constitui cerca de 60-70% da mesma. O exemplo deste *sill* diferenciado é importante para os geólogos porque confirma os experimentos de laboratório sobre a cristalização fracionada à qual alguns magmas são submetidos.

O resfriamento de corpos ígneos tabulares, como *sills* e diques, e mesmo derrames de lavas, pode causar um padrão distinto de fraturamento nas rochas que os constituem, conhecido como **disjunção colunar** (Fig. 16.16). Este padrão de fraturamento gera prismas colunares com faces (4 a 8, geralmente 6) bem formadas. Isto se dá devido à perda rápida de calor da lava (originalmente a cerca de 1.000° C) em níveis crustais rasos, fazendo com que haja uma contração e formação das colunas poligonais.

Às vezes, os *sills* podem se assemelhar muito a corridas de lava soterradas, já que ambos são tabulares e podem apresentar disjunção colunar. Adicionalmente, pelo fato dos *sills* se colocarem em níveis crustais rasos, próximo à superfície, sua granulação é fina e pode ser facilmente confundida com a de derrames basálticos. A distinção entre eles é muito importante quando da reconstituição da história geológica de uma região. Uma feição pode auxiliar na identificação destas estruturas: a parte superior de uma corrida de lava, como já mencionado freqüentemente contém vesículas e/ou amígdalas formadas pelo escape de gases enquanto a parte inferior do derrame mostra sinais de metamorfismo de contato. Já no caso de um *sill*, ambos os limites do corpo, tanto o inferior quanto o superior, mostram evidências de metamorfismo e o horizonte vesicular-amigdaloidal não ocorre.

Os **lacólitos** são corpos ígneos intrusivos, com a forma de um cogumelo, que podem representar uma variação dos *sills*, já que invadem concordantemente camadas de rochas sedimentares em níveis rasos da crosta. Porém, diferentemente dos *sills*, o lacólito arqueia as camadas de rocha suprajacentes (Fig. 16.11) para obter espaço para seu alojamento. Outra diferença é na composição, uma vez que os lacólitos são

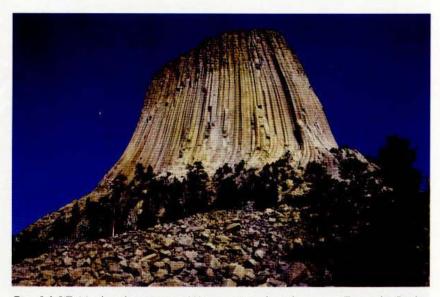



Fig. 16.17 *Neck* vulcânico no Wyoming conhecido como Torre do Diabo. Foto: Dave G. Hauser/Stock Photos.

geralmente formados por magmas mais viscosos. Constituem, em geral, corpos pequenos se comparados aos batólitos e sua largura é inferior a poucos quilômetros.

Necks vulcânicos são corpos intrusivos discordantes formados pela consolidação do magma dentro de chaminés vulcânicas, os condutos por onde o magma sobe e chega à superfície através dos vulcões. Após a erosão do cone vulcânico, principalmente daquele constituído por material piroclástico mais facilmente erodível, sobressai na topografia a antiga chaminé, o *neck* vulcânico (Fig. 16.17), que serviu de alimentador de magma para o vulcão. A partir da parte central da chaminé o magma pode percolar lateralmente preenchendo fraturas e gerando diques radiais (Fig. 16.11).

16.3.2 Corpos intrusivos maiores

Os **batólitos** são os corpos ígneos plutônicos de maior dimensão e possuem uma forma irregular (Fig. 16.11). Como eles se cristalizam em profundidade, somente graças à erosão é que hoje podem ser observados à superfície. Seu tamanho pode variar bastante. Convencionalmente, costuma-se chamar de batólitos os corpos que apresentam, em superfície, uma área superior a 100 km^2; quando a área for menor, os corpos são denominados ***stocks***. Os *stocks* podem ser parte de batólitos parcialmente erodidos, que com um processo mais intenso de erosão podem passar a ser totalmente expostos. Ambos, batólitos e *stocks*, são corpos intrusivos discordantes, que cortam as estruturas das rochas encaixantes. Uma feição bastante comum nas regiões marginais destes corpos é a presença de **xenólitos** (Fig. 16.18), que são fragmentos da rocha encaixante arrancados e englobados pelo magma durante a sua colocação na região em que irá se consolidar.

Fig. 16.18 Xenólitos de anfibolito bandado / dobrado em rocha granítica (tonalito). Eau Claire, Wisconsin, E. U. A. Foto: W. R. Van Schmus.

Estes *plutons*, em sua grande maioria, são constituídos por rochas graníticas de textura média a grossa, já que resfriam lentamente, dando tempo para os minerais crescerem. Os batólitos podem atingir até 20 ou 30 km de diâmetro e são corpos com história geológica complexa, formados em raízes de cadeias de montanhas. Eles podem consistir de vários corpos menores que podem ter idades e composições químicas diferentes, representando pulsos magmáticos sucessivos a partir de uma mesma fonte. A colocação destes pulsos de magma na crosta ocorre através de mecanismos complexos, tal como já discutido, de maneira breve.

Outra feição comum relacionada aos grandes corpos graníticos são os veios pegmatíticos que, geralmente, ocorrem nas bordas dos batólitos. Formam, igualmente aos batólitos, estruturas discordantes, já que cortam as rochas encaixantes. A formação dos pegmatitos se dá na fase final de resfriamento do magma, através da percolação de soluções ricas em sílica, água e, ocasionalmente, em alguns íons que não entraram na estrutura cristalina dos minerais até então formados. Estas soluções são chamadas hidrotermais, e a partir delas são geradas os pegmatitos, constituídos, principalmente, por quartzo e feldspato potássico (Fig. 16.10 b). No entanto, em alguns casos, estas soluções hidrotermais podem estar enriquecidas por elementos químicos de interesse econômico fazendo com que os pegmatitos sejam mineralizados a tungstênio, uraninita, estanho, turmalina, topázio, etc., como é comum encontrar em Minas Gerais.

16.4 Magmatismo e Tectônica de Placas

A grande variedade de rochas ígneas está intimamente associada ao seu ambiente de formação e este depende dos processos tectônicos envolvidos na história do Planeta. Como foi visto no Cap. 6 (Tectônica Global), nos diferentes limites de placas atuam processos tectônicos distintos, cada qual gerando um magmatismo característico. Existem dois tipos fundamentais de limites de placas que estão intimamente associados com a formação de magma: os limites divergentes e convergentes (Fig. 16.4).

Os limites divergentes, como já vimos, são marcados por movimentos de extensão da crosta, com

ruptura da placa litosférica em função do movimento em sentido oposto das placas e ascensão de plumas mantélicas superaquecidas. Esta ruptura é tão profunda que o magma basáltico gerado pela fusão parcial de materiais rochosos da astenosfera (os peridotitos do manto) ascende através de sucessivos derrames. O processo de abèrtura da crosta e subida de magma dura milhões de anos, originando um assoalho oceânico como aquele que existe entre os continentes sul-americano e africano e que ainda hoje continua a ser formado com uma taxa de crescimento de 2 a 3 cm/ano.

Os limites convergentes (Cap. 6) são resultantes da colisão entre placas litosféricas e podem ser de três tipos: continente-oceano, continente-continente e oceano-oceano. Quando ocorre o choque entre placa continental e oceânica, a exemplo do que ocorre na Cadeia Andina, a placa oceânica (mais densa) mergulha sob a placa continental (menos densa) num processo conhecido como subducção. Neste limite, os magmas são gerados pela mistura de material originado da fusão da crosta oceânica (basáltica) consumida juntamente com sedimentos marinhos acumulados na zona de trincheira e da interação com as raízes da crosta continental (félsica). Esta mistura de componentes origina magmas de composições variadas. As rochas ígneas produzidas nas zonas de subducção são mais félsicas (ácidas) que aquelas geradas nas cadeias meso-oceânicas (predominantemente basálticas), sendo comum o vulcanismo andesítico (intermediário) e, em menor proporção, o félsico. Os corpos de rochas intrusivas com composições intermediárias a ácidas (graníticas) são consolidados no interior da crosta, ao mesmo tempo que as lavas são expelidas na superfície através dos vulcões. Este vulcanismo, por ocorrer sobre a massa continental, forma um arco vulcânico continental. Durante o processo de colisão entre placa continental e oceânica ocorre, além de intenso magmatismo, a deformação, o metamorfismo e a formação de cadeia de montanhas causando o espessamento da crosta continental (Cap. 18).

Quando duas placas oceânicas se chocam, há geração de vulcanismo andesítico, formando-se arcos de ilhas, como ocorre hoje no Japão. No processo de colisão entre duas placas continentais, o qual pode ser exemplificado pelo choque entre a Índia e o Tibet originando a magnífica cadeia de montanhas dos Himalaias, o vulcanismo é pouco significativo, enquanto o plutonismo é mais expressivo, representado por leucogranitos formados a partir da fusão da base das crostas continentais. Neste caso, predominam os processos de metamorfismo e a intensa deformação das massas continentais envolvidas na colisão.

Outro tipo de magmatismo basáltico, similar ao produzido nas cadeias meso-oceânicas, é encontrado em alguns continentes ou mesmo em ilhas isoladas (Havaí), no interior das placas litosféricas, distantes de seus limites. Nestes locais ocorrem volumosos derrames de lavas que ascendem de grandes profundezas. Alguns pesquisadores sugerem que estas lavas possam ser oriundas do manto inferior, talvez do limite manto-núcleo terrestre. As lavas basálticas chegam à superfície através de condutos vulcânicos com a forma de lápis, também conhecidos como plumas mantélicas. A origem deste magma está vinculada a pontos quentes (*hot spots*) no interior do manto. Estes pontos são fixos, enquanto as placas litosféricas se movem; como conseqüência, ocorre a formação de ilhas alinhadas, com idades sucessivamente mais jovens, e que gradativamente ganham estabilidade à medida que se distanciam do *hot spot* estacionário, a exemplo do que está acontecendo no interior da Placa Pacífica, no Arquipélago do Havaí.

Leituras recomendadas

BEST, M. G. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York: W. H. Freeman, 1982.

BROWN, G. C.; HAWKESWORTH, C. J.; WILSON, R. C. L. *Understanding the Earth – a New Synthesis*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

HALL, A. *Igneous Petrology*. Essex: Longman Scientific & Technical, 1987.

HIBBARD, M. J. *Petrography to Petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall, 1995.

LeMAITRE, R. W. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford: Blackwell, 1989.

PRESS, F.; SIEVER, R. *Understanding Earth* (2nd Ed.). New York: W.H.Freeman, 1998.

SIAL, A. N.; McREATH, I. *Petrologia Ígnea* – Vol. 1. Salvador: SBG/CNPq/Bureau Gráfica e Editora, 1984.

SKINNER, B. J.; PORTER, S. C. *Physical Geology*. New York: John Wiley, 1987.

17

VULCANISMO

produtos e importância para a vida

Wilson Teixeira

Andes Equatorianos, outubro de 1999: após 70 anos de repouso, o vulcão Tungurahua entra em erupção, forçando 25.000 pessoas a deixarem suas casas. Repete-se, uma vez mais, a saga da humanidade perante as forças do interior terrestre ao mesmo tempo que desfruta da beleza das paisagens dos vulcões quando dormentes, sofre seus terríveis efeitos destrutivos quando estão em atividade. A vulcanologia, uma especialidade criada na década de 1980, dedica-se ao estudo do vulcanismo – termo cujas raízes remontam à mitologia greco-romana, quando Vulcano era o deus do fogo. Desde então, a vulcanologia teve enorme progresso, passando a ser uma ciência interdisciplinar e quantitativa, de grande importância para a redução de riscos para populações situadas em regiões vulcânicas.

Quando nos deparamos com uma erupção vulcânica, testemunhamos, na verdade, a liberação espetacular do calor interno terrestre acumulado através dos tempos, principalmente pelo decaimento de elementos radioativos. Este fluxo de calor, por sua vez, é o componente essencial na dinâmica de criação e destruição da crosta, na qual os vulcões, juntamente com os terremotos, têm papel essencial, desde os primórdios da evolução geológica. Atividades vulcânicas foram também importantes na Lua, Marte e Vênus, onde modelaram paulatinamente suas superfícies em diferentes épocas geológicas. O monte Olimpo, em Marte, é a maior estrutura vulcânica conhecida do Sistema Solar, com seu cone de 26 km de altura em cujo cume existe uma depressão com 65 km de diâmetro. Todavia, os exemplos mais impressionantes ocorrem no satélite mais interno de Júpiter Io, o mais

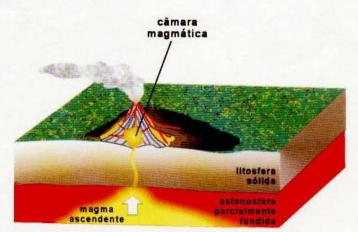



Fig. 17.1 O sistema de bombeamento de um vulcão.

ativo do nosso Sistema Solar. Suas abundantes erupções expelem lavas com altíssimas temperaturas, muito superiores às das lavas terrestres atuais.Além disso, jatos violentos de enxofre e outros gases alcançam mais de 300 km de altura em Io, fenômeno tão gigantesco que pode ser visto a partir da órbita da Terra, a mais de 600 milhões de quilômetros de distância.

Os vulcões (Fig.17.1), são considerados fontes de observação científica das entranhas da Terra, uma vez que as lavas, os gases e as cinzas fornecem novos conhecimentos de como os minerais são formados e onde recursos geotermais de interesse para a humanidade podem se localizar. A importância do vulcanismo transcende a notória influência que exerce no nosso ecossistema, em que 25% do O_2, H_2, C, Cl e N_2 hoje presentes na biosfera têm esta origem. Sabemos, por exemplo, que milhares de vulcões ativos há mais de 4 bilhões de anos, liberaram enormes volumes de água,

Tabela 17.1 Principais erupções explosivas e sua freqüência temporal

Exemplo Selecionados	Magnitude da Erupção	Volume (produtos vulcânicos)	Taxa de Freqüência
Stromboli, Itália (1996)	pequena	10^4 - 10^6 m³	100/ ano
Ulzen, Japão (1991)	moderada	10^6 - 10^7 m³	15/ ano
Nevado del Ruiz, Colômbia (1985)	moderada a grande	10^7 - 10^8 m³	2 - 3/ ano
Santa Helena, EUA (1980)	enorme	1 - 10 km³	1/ 10 anos
Pinatubo, Filipinas (1991)	gigantesca	10 - 100 km³	1/ 40 anos
Tambora, Indonésia (1815)	colossal	100 - 1.000 km³	1/ 200 anos
Yellowstone, EUA (630.000 a.C.)	incomensurável	1.000 - 10.000 km³	1/ 50.000 anos

◄ Vista noturna da erupção do vulcão Etna, Itália. Foto: P. Abori

gás carbônico e outros elementos químicos, formando os primeiros oceanos e nossa atmosfera primitiva – originalmente uma mistura tóxica de hidrogênio, metano, amônia e água – que permitiria a produção, mais tarde, das substâncias essenciais para o desenvolvimento dos primeiros organismos da Terra.

Fig. 17.2 Paisagem vulcânica. Derrames da Formação Serra Geral, bacia do Paraná, Brasil. Foto M. Ernesto.

Os episódios vulcânicos ocorrem desde o início da evolução da Terra (4,5 bilhões de anos). Portanto numa escala distinta de desenvolvimento da humanidade (séculos). Assim, a aparente quietude de um vulcão para nós decorre simplesmente do fato de não ter havido nenhum relato histórico de sua erupção. Nada impede que um vulcão considerado "extinto" nos últimos 5.000 anos (data dos primeiros registros históricos), situado porém numa região com vulcanismo latente, possa entrar em atividade no futuro, tendo em vista a ciclicidade da evolução geológica terrestre.

A magnitude dos eventos vulcânicos, por outro lado, é altamente variável, como podemos observar nos exemplos selecionados da Tabela 17.1.

As rochas vulcânicas originam-se da consolidação das lavas, constituindo porções significativas da crosta terrestre (Figs 17.2, 17.3), representadas por montanhas e enormes depósitos rochosos nos continentes e assoalhos oceânicos. As lavas, por outro lado, representam amostragens reais dos materiais das profundezas da Terra, muito embora parte dos elementos voláteis do magma original seja perdida durante o processo de solidificação. Mesmo assim, as lavas podem fornecer informações úteis sobre a composição química e o estado físico do material constituinte do manto superior.

Neste capítulo, conheceremos o processo que leva o magma à superfície, originando a lava e outros produtos associados à erupção. Levando em conta as características do magma que condicionam todo o processo eruptivo, apresentaremos ainda uma classificação da morfologia e dos estilos eruptivos dos vulcões. Finalmente, abordaremos os riscos vulcânicos, contrapondo-os com os efeitos das erupções no meio ambiente. Por vezes, estes efeitos são benéficos à humanidade, já que os vulcões são fontes térmicas potencialmente favoráveis ao ecossistema e portanto, à manutenção da própria vida.

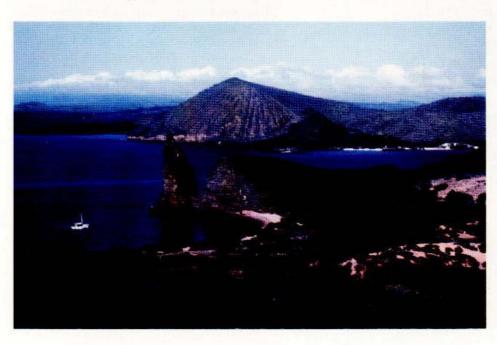



Fig. 17.3 Paisagem de vulcões. Ilha Bartholomé; arquipélago Colón (Galápagos), Equador. Foto: R. Trouw

17.1 Conhecendo os Produtos Vulcânicos

Os produtos gerados numa erupção vulcânica podem ser sólidos, líquidos ou gasosos, conforme sintetizado na Tabela 17.2 e Figs. 17.4 a 17.10.

17.1.1 Lavas

Representam o material rochoso em estado de fusão que extravasa à superfície, contemporaneamente ao escape dos componentes voláteis do magma. Durante o processo, pode haver adição ou perda de compostos químicos. Os vários tipos de lavas são correspondentes extrusivos de magmas félsicos ou máficos, conforme já visto no capítulo anterior.

Descreveremos a seguir as principais características dos diferentes tipos de lavas:

a) Lavas basálticas

É o tipo de lava mais comum nos derrames, caracterizando-se pela cor preta e temperaturas de erupção entre 1.000 e 1.200°C, temperaturas estas semelhantes às do manto superior. As propriedades químicas e físicas das lavas basálticas, tais como a baixa viscosidade devida ao menor conteúdo em sílica (SiO_2), menor retenção dos gases dissolvidos e alta temperatura permitem que o fluxo seja menos espesso e atinja áreas distantes em relação à erupção. Fluxos com até 100 km/h já foram observados, mas as velocidades comuns são da ordem de alguns km/h. Derrames enormes ocorrem em diversos continentes e ilhas vulcânicas, alguns deles originados durante eventos geológicos gigantescos, a exemplo dos derrames do Deccan (Índia) e da Bacia do Paraná (América do Sul). As lavas basálticas exibem variações na sua morfologia e fluidez no decorrer do processo de consolidação, recebendo diferentes denominações, a saber:

Tabela 17.2 Características dos produtos vulcânicos

Processos		Produtos		Observações
		Componentes	Rochas	
Erupção efusiva	Derrame de lava	Lava	Rocha vulcânica	Material fundido contendo cristais e bolhas de gás.
Erupção explosiva	Queda piroclástica	Poeira/cinza fina	Tufo fino	Partículas menores que 0,062mm
		Cinza grossa	Tufo grosso	Partículas entre 2 e 0,062 mm
		Lapilli	Lapillito	Partículas entre 64 e 2 mm
		Bombas	Aglomerado	Fragmentos plásticos > 64mm
		Blocos	Brecha piroclástica	Fragmentos rígidos > 64mm
	Fluxo piroclástico	Púmice (fragmentos com granulação de cinzas a blocos, rico em vesículas)	Ignimbrito	Emulsões gasosas superaquecidas com fragmentos de púmice ou escória (dimensões entre *Lapilli* e Bombas), cristais de cinza, e fragmentos do conduto e/ou de rochas pré-existentes, em matriz vítrea.
		Escórias	Brecha de escórias	Fragmentos vesiculares restritos às proximidades dos condutos vulcânicos
		Blocos e cinzas	Brecha de blocos e cinzas	Depósitos de grandes blocos de lavas sustentados por cinzas, próximos dos condutos de vulcões.
Fenômenos vulcânicos associados	Fluxo de lama	Lahar	Laharito	Fluxo viscoso de lama com fragmentos inconsolidados de variadas dimensões, originados do retrabalhamento de depósitos de encostas vulcânicas por chuvas, degelo e/ou tremores de terra.
	Avalanches			Semelhantes aos fluxos de lama, porém com matriz mais grossa (menor teor de lama).
	Gêiser; fumarola			Emanações gasosas e fluidos contendo minerais dissolvidos

Fig.17.4 Derrames de lava, vendo-se ao fundo o Monte Etna; Sicília, Itália. Foto: R. Trouw.

Fig.17.7 Resto de brecha vulcânica. Ilha Fernando de Noronha, NE do Brasil. Foto: C. M. Noce.

Fig.17.5 Depósito por *lahar*. Notar a abundância e tamanho dos fragmentos sólidos carregados pela torrente de lama. Antártica. Foto: J. B. Sígolo

Fig.17.8 Camadas de tufos e brechas piroclásticas intercaladas. No canto inferior esquerdo da foto observa-se deformação por acamadamento, causada por bloco lançado balisticamente. Maciço alcalino de Itaúna, Rio de Janeiro. Foto: A. Ferrari.

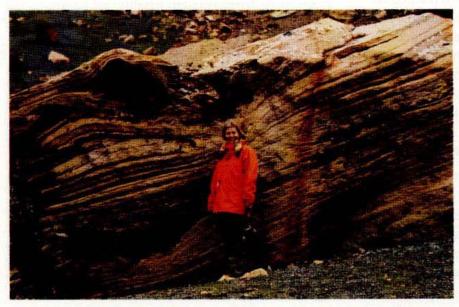



Fig. 17.6 Depósito piroclástico com deformação por bomba. Ilha Shetland do Sul, Antártica. Foto: R. Andreis.

Fig.17.9 Tufo vulcânico. Foto: C. M. Noce

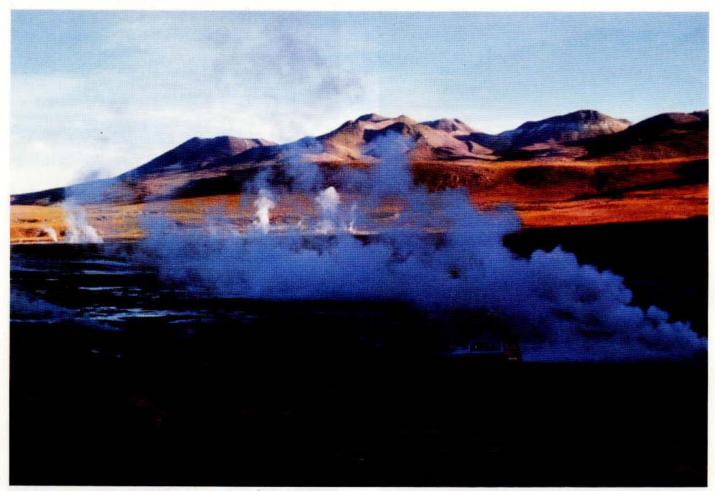



Fig. 17.10 Fumarolas. Campo de gêiseres El Tatio, Chile. Foto: C. M. Noce.

· Lavas almofadadas

São acumulações subaquáticas que possuem a forma de almofadas (tradução literal do termo em inglês *pillow*) (Fig. 17.11e 17.12), com diâmetro de até 1 metro. Sua ocorrência resulta do comportamento plástico do magma basáltico que, em contato com a água fria, resfria instantaneamente. Com isso, cria-se uma película exterior vítrea, enquanto o interior do material rochoso submetido a resfriamento mais lento adquire uma granulometria cristalina mais grosseira. A profundidade do derrame é também um parâmetro importante no processo, pois a pressão da água deve ser suficientemente alta, de modo a impedir que os gases dissolvidos no magma fervam ou se expandam.

As lavas almofadadas se acumulam devido à fluidez da lava e à pressão interna dos gases, que leva ao rompimento da película rochosa recém-consolidada pela expulsão contínua do magma. Nas profundezas da cadeia Meso-Atlântica e também no assoalho oceânico do Pacífico Leste, a cerca de 2.700 m. de profundidade, submergíveis confirmaram a ocorrência dessas acumulações de lava almofadada, interligadas por condutos tubulares afunilados com cerca de 20 a 30 m de altura e 1 km de largura. Isto sugere que este tipo de lava é um dos constituintes importantes da crosta oceânica em formação. As lavas almofadadas podem ocorrer tanto em águas rasas como profundas e, apesar de freqüentes em basaltos subaquáticos, são também observadas em lavas com maior conteúdo em SiO_2.

Fig. 17.11 Lavas almofadadas preservadas de vulcanismo pré-cambriano (> 2,7 bilhões de anos) na região de Abitibi, Canadá. Foto: C. M. Noce.

Fig. 17.12 Lavas almofadadas de idade pré-cambriana (600 milhões de anos) na região de Pirapora do Bom Jesus, São Paulo. Notar os bordos das almofadas marcados pela cor de alteração marrom avermelhada. Foto: M. V. Coutinho.

· Lavas *pahoehoe* e *aa*

São termos oriundos de descrições na ilha vulcânica do Havaí, relacionados ao fluxo e aparência superficial de resfriamento das lavas basálticas. A lava *pahoehoe* (ou lava "em corda") é a mais comum nos vulcões do Havaí. A lava basáltica em contato com o ar resfria-se, formando uma crosta fina, enquanto o fluxo magmático continua abaixo dela. Este fluxo subsuperficial, que lembra a viscosidade do mel, gera feições retorcidas na película rochosa em processo de solidificação (Fig. 17.13). Algumas vezes o fluxo da lava se dá muito rapidamente ao longo de trincas abaixo da crosta já consolidada. Eventuais refluxos do magma levam à drenagem desses túneis, criando um canal subterrâneo – o tubo de lava. O diâmetro desses túneis é variável (1 a 10 metros), podendo atingir vários quilômetros em extensão (Fig. 17.14).

Fig. 17.13 Lava *pahoehoe*. Baía Sullivan, ilha de Santiago. Arquipélago Colón (Galápagos), Equador. Foto: R. Trouw.

Já a lava *aa* ("em blocos") forma-se quando o escape dos gases dissolvidos no magma durante a consolidação causa rápido aumento na viscosidade do material mais superficial. O fluxo desse tipo de lava é naturalmente mais lento que o da lava *pahoehoe*. Desse modo, é produzida uma capa mais grossa, que pode atingir espessuras de 3 a 4 m. A lava *aa* se quebra em blocos irregulares na medida em que o fluxo magmático interno continua (Fig. 17.15). Nos exemplos do Havaí, as feições de lava *pahoehoe* são observadas perto do local da erupção, por conta das altas temperaturas reinantes. Já as feições *aa* somente se formam a uma maior distância do vulcão, após uma exposição superficial mais demorada da lava.

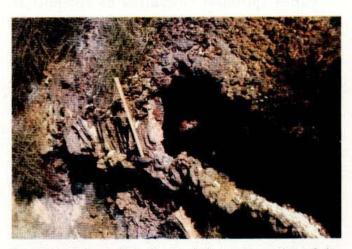



Fig. 17.14 Tubo de lava, ilha Bartholomé, arquipélago Colón (Galápagos), Equador. Foto: R. Trouw.

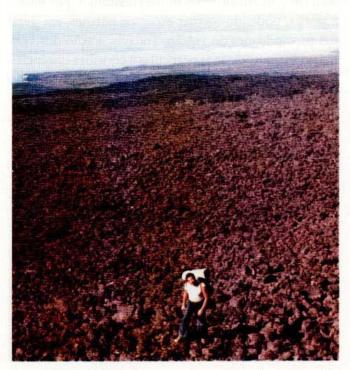



Fig. 17.15 Campo de lava *Aa*. Vulcão Fernandina, arquipélago Colón (Galápagos), Equador. Foto: R. Trouw.

b) Lavas riolíticas e andesíticas

Estas lavas possuem composição mais diferenciada (félsica). O maior conteúdo em SiO_2 (veja capítulo anterior), bem como a sua mineralogia mais complexa e maior retenção em gases tornam-nas mais viscosas que as lavas basálticas. Apresentam temperaturas entre 800 e 1.000°C e a rocha vulcânica formada possui cor clara a avermelhada. A baixa fluidez das lavas riolíticas leva geralmente a um acúmulo rochoso que pode alcançar dezenas ou até centenas de metros de espessura, tornando comuns as explosões. As lavas de composição andesítica possuem conteúdo de sílica intermediário entre os basaltos e riolitos.

Vários episódios vulcânicos de composição andesítica a riolítica acompanharam a construção da crosta terrestre. Muitas dessas ocorrências estão preservadas na América do Sul. Um dos episódios mais expressivos atingiu a Amazônia há cerca de 1,7 – 1,8 bilhões de anos atrás, tendo recoberto uma área superior a 500.000 km².

17.1.2 Fragmentos vulcânicos

Correspondem aos vulcanoclastos e piroclastos. Os primeiros englobam os fragmentos vulcânicos formados pela erosão. Já o termo piroclasto refere-se aos materiais lançados na atmosfera por erupções explosivas. Esses produtos recebem o nome de tefra. O material particulado mais fino é constituído por cinzas e poeira, podendo formar espessos pacotes, em geral nas proximidades do vulcão. Todavia, a ação dos ventos pode transportar as partículas a enormes distâncias. O lapillito (ver Tabela 17.1) é geralmente formado pela colagem de cinzas (*lapilli* acrescionário). São gotas de lava maiores que a cinza, cuja morfologia indica sua formação em estado plástico ou pastoso. Podem ter o tamanho de uma bola de tênis. Em função da intensidade dos ventos e do caráter muito fluido da lava, os *lapilli* podem ser alongados a até fiapos, à maneira de fios de cabelo (*cabelos de Pelée)*, em referência a *Pelée*, deusa dos vulcões do Havaí. As bombas representam os fragmentos vulcânicos (em estado plástico) com aparência retorcida, resultantes da consolidação durante a sua trajetória no ar (Fig. 17.5). Existem registros de bombas com dezenas de m³ lançadas a mais de 10 km do vulcão. Eventualmente, a superfície externa das bombas apresenta-se com rachaduras, em função da expansão dos gases internos da lava, formando uma textura superficial denominada "crosta de pão". Já os blocos são constituídos por fragmentos angulosos de lava consolidada ou da rocha encaixante do conduto, lançados à atmosfera.

Fig. 17.16 Detalhe da heterogeneidade dos materiais piroclásticos. Foto: R. Trouw.

17.1.3 Depósitos piroclásticos

O termo piroclástico deriva do grego *pyros* (fogo) e *klastos* (quebrado). Os materiais piroclásticos são constituídos por materiais soltos ou misturas de cinzas vulcânicas, bombas, blocos e gases, produzidos durante erupções violentas de gases (Fig. 17.16).Tais produtos podem ser classificados em: a) juvenil (fragmentos solidificados do próprio magma); b) não juvenil (fragmentos originados da parede da cratera, do conduto magmático ou quebra de rochas pré-existentes); c) fragmentos de origem diversa associados a partículas ou gotas de lava.

As brechas vulcânicas representam os produtos piroclásticos de granulação mais grossa, sendo constituídas por fragmentos angulosos de material pré-existente ou do próprio derrame, cimentados numa matriz também grosseira (Figs. 17.17 e 17.18). Os depósitos de queda piroclástica recebem o nome de tufos vulcânicos. São constituídos por fragmentos menores numa matriz de granulação fina (Fig. 17.8).

Esses depósitos podem atingir grandes espessuras. Por exemplo, nas imediações de Santiago do Chile, os depósitos piroclásticos da última erupção do vulcão Maipo, ocorrida há 400.000 anos, possuem espessuras de até 8 m. Esta constatação retrata o risco potencial de uma área hoje densamente povoada, muito próxima a esse vulcão, além de vários outros neste setor da Cordilheira Andina (Fig. 17.19). Por outro lado, esse material, devido à sua elevada dureza, tem sido utilizado pela indústria local como abrasivo.

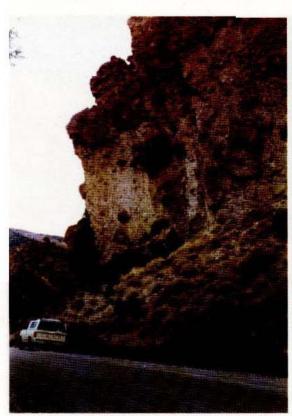



Fig. 17.17 Brechas vulcânicas da série andesítica, Terciário Inferior. Vila Traful, Argentina. Foto: C. Cingolani.

Fig. 17.18 Rochas piroclásticas da Formação Baquero, Cretáceo Inferior. Província de Santa Cruz, Argentina. Foto: R. Andreis.

Os depósitos de fluxo piroclástico são misturas de fragmentos, partículas de rocha e gases quentes que, independentemente da granulação, movem-se pelo seu próprio peso, condicionadas à declividade do terreno. A emulsão de gases superaquecidos é tal que a resistência ao atrito entre as partículas é reduzida ao mínimo. Com isso, forma-se um fluido denso, cuja zona superior torna-se menos densa à medida que as partículas caem sobre a superfície do terreno. As temperaturas envolvidas são muito variáveis, de 900°C até inferiores a 100°C.

Os fluxos piroclásticos caracterizam-se por maior densidade e baixa turbulência. Confinam-se aos vales. Já os platôs ignimbríticos são os produtos que recobrem as áreas ao redor do vulcão. O nome ignimbrito representa uma rocha ígnea formada por "soldagem" de cinzas e brecha vulcânica, processo que ocorre em condições menos enérgicas de temperatura, graças à maior distância em relação ao vulcão. Esses materiais depositam-se ainda quentes, tornando-se fortemente soldados e assemelham-se a um cimento muito resistente. O gigantismo dos depósitos ignimbríticos (Fig. 17.20) originados em diversos episódios vulcânicos, além da enorme mobilidade observada em fluxos piroclásticos recentes, apontam para o caráter catastrófico e relativamente freqüente desses eventos na história do planeta. Em vários eventos desse tipo observou-se que quanto maior o volume de água que se mistura ao magma, maior é a violência da explosão.

Já nuvens ardentes (*nuée ardente*) representam torrentes de baixa densidade que se expandem encosta abaixo com velocidades extremamente altas de até 200 km/h, e altíssimas temperaturas, geralmente acima de 700°C, acompanhadas por um som ensurdecedor.

Fig. 17.19 Distribuição dos depósitos piroclásticos (em preto) nas proximidades de Santiago do Chile, provenientes da erupção do vulcão Maipo há 400.000 anos. Símbolos em vermelho representam vulcões da Cadeia Andina (adaptado de Projeto IGCP-120, 1985).

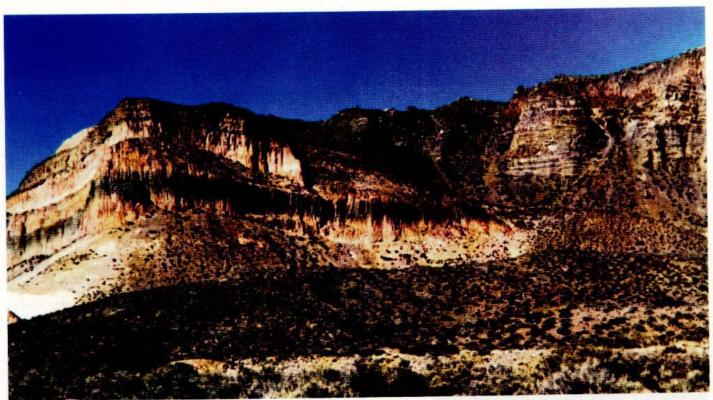



Fig. 17.20 Depósito ignimbrítico, riodacítico-dacítico, Terciário Inferior. Chubut, Argentina. Foto: C. Cingolani.

Em 1991, uma nuvem ardente produzida pelo vulcão Ulzen (Japão) levou à morte dois vulcanólogos famosos por seus ensaios fotográficos e filmes sobre vulcões – o casal Krafft. Estes cientistas monitoravam o desenvolvimento de uma nuvem ardente, a qual repentinamente alterou o seu rumo devido aos ventos, atingindo-os sem chance de fuga. Os restos mortais do casal Kraff, quando foram recuperados, apresentavam-se em estado de incineração, em decorrência da volatilização instantânea dos fluidos internos do corpo, um fenômeno causado pelo superaquecimento do ambiente. Este exemplo brutal indica que a única alternativa para minimizar os riscos de uma erupção piroclástica é a retirada preventiva da população das proximidades do vulcão.

17.1.4 Gases e vapores vulcânicos

Durante uma erupção ou a partir de sistemas hidrotermais associados a câmaras magmáticas subsuperficiais, os gases e vapores dissolvidos no magma são liberados para a atmosfera. O mais abundante é o vapor de água (75 a 95%). O transporte desses gases na atmosfera se dá em aerossóis – uma solução coloidal em que a fase dispersora é gasosa e a fase dispersa é sólida ou líquida – pela adsorção dos compostos em camadas, ou ainda na forma de partículas microscópicas de sal. Os compostos gasosos de S, Cl, e F, por sua vez, reagem com a água, originando ácidos nocivos para os olhos, pele e sistema respiratório. Mesmo quando em baixas concentrações, podem destruir a vegetação e corroer metais.

a) Fumarolas e fontes térmicas

Estas exalações de gases e vapores se dão através de pequenos condutos e podem continuar por décadas ou mesmo séculos após a erupção vulcânica. Podem ser tanto primárias (gases do próprio magma que pela primeira vez são liberados em superfície) ou secundárias, quando ocorre a interferência com água subterrânea.

Nas fumarolas, os elementos mais comuns que entram na composição dos gases são hidrogênio, cloro, enxofre, nitrogênio, carbono e oxigênio. Estes elementos podem ocorrer na sua forma elementar ou combinados como H_2O, H_2S, HCl, CO, CO_2, $(NH_4)^+$, SO_2, SO_3, CH_4, etc.

A composição dos gases vulcânicos pode variar em função das temperaturas envolvidas (800°C a 100°C) e do conteúdo em minerais dissolvidos. Eventualmente, elementos como flúor, enxofre, zinco, cobre, chumbo, arsênio, estanho, molibdênio, urânio, tungstênio, prata, mercúrio e ouro se associam aos gases, podendo se concentrar principalmente em veios na rocha encaixante,

Fig. 17.21 Fumarola com depósitos de enxofre formados pelo resfriamento dos gases vulcânicos e sua mistura com o ar. Vulcão Kilauea, Havaí. Foto: R. L. Christiansen/US Geological Survey.

por conta do resfriamento do vapor d'água e sua interação com o ar. Desse modo, vários depósitos de interesse econômico podem ocorrer em fumarolas (Figs. 17.21e 17.22).

Dentre esses elementos o mercúrio possui um comportamento particular, por ser volátil. Sua perda à atmosfera pode ser facilmente comprovada nas proximidades de vulcões ativos no Chile, por exemplo, onde a alta concentração do mercúrio no ar ultrapassa inclusive o limite internacional estabelecido de risco para a saúde.

b) Gêiseres e fontes térmicas

Gêiseres são jatos de água quente e vapor em rupturas de terrenos vulcânicos. Estes jatos ocorrem em intervalos de tempo regulares e com grande força, freqüentemente acompanhados por um som ruidoso. Regiões vulcânicas na Islândia, Nova Zelândia, Chile

Fig. 17.22 Fumarola em lago termal ácido. Cratera ativa do Vulcão Poás, Costa Rica. Foto: L. L. Casais e Silva.

Fig. 17.23 Campo de gêiseres El Tatio, Chile. Foto: C. M. Noce.

e Estados Unidos são mundialmente conhecidas pelos seus campos de gêiseres (Fig. 17.23). Uma das feições características dos gêiseres são os terraços, formados por sedimento de origem química. Este material encrustra-se nas rochas ou no solo, como resultado da precipitação de minerais dissolvidos à medida que ocorre a evaporação ou resfriamento. Os terraços podem ter natureza silicificada (*sinter*) ou cálcica (*travertine*) - (Fig. 17.24).

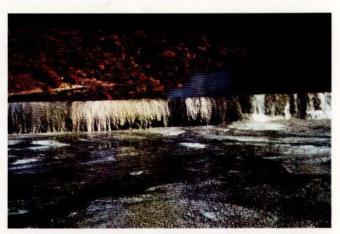



Fig. 17.24 Terraços de sinter. Campo de gêiseres El Tatio, Chile. Foto: C. C. G. Tassinari.

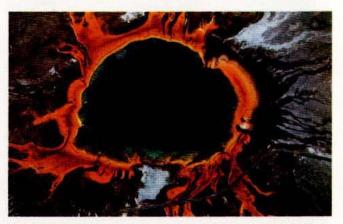



Fig. 17.25 Nascente térmica; Parque Yellowstone, E.U.A. As diferentes cores refletem os tipos de algas associadas à variação das temperaturas. Foto: I. Wahnfried.

Nos campos de gêiseres, padrões únicos de vida animal e vegetal desenvolvem-se ao redor das fontes e águas térmicas, mesmo nos invernos mais rigorosos. Lagos de água quente, surgentes das profundezas vulcânicas, apresentam colorações curiosas, onde as variações de tons azul, verde e avermelhado-marrom refletem o crescimento vigoroso de diferentes tipos de micróbios, bactérias, cianobactérias e algas, em função das temperaturas (Fig. 17.25). Além dos gêiseres podem ocorrer panelões de lama quente borbulhante (Fig. 17.26). O Parque Nacional Yellowstone (oeste dos EUA) possui a maior concentração mundial de feições hidrotermais e cerca de duas dezenas de gêiseres. Turistas do mundo inteiro visitam este parque, vivenciando a experiência fantástica, o gigantismo e a variedade desses fenômenos terminais de uma estrutura vulcânica originada há cerca de 630.000 anos. O exemplo mais espetacular é o gêiser "Old Faithful", que lança periodicamente (em média a cada 64 min.) uma coluna de água superaquecida e vapor (>94°C) a 55 metros de altura.

17.1 Gêiseres, fumarolas e fontes térmicas

Água de chuvas infiltra-se num terreno vulcânico até encontrar uma camada de rochas porosas, onde ocorre o seu armazenamento, como numa esponja, constituindo um aqüífero. O calor de uma câmara magmática (geralmente situada entre 5 e 7 km de profundidade) causa, por condução térmica, o aquecimento do aqüífero. Sob pressão da coluna d'água e do pacote de rochas sotoposto, a água subterrânea se superaquece sem ferver, tornando-se menos densa que a água fria que continuamente se infiltra no aqüífero. A temperatura dessa mistura aquosa aumenta pouco a pouco até que, a um dado momento, uma pequena porcentagem entra em ebulição. Com a expansão de volume, cria-se um jato violento de vapor e água aquecida drenada do aqüífero, que alcança a superfície por um conduto qualquer. Após a redução da pressão o processo é interrompido enquanto a recarga do aqüífero continua, reiniciando assim o fenômeno.

Quando o processo de formação das fontes térmicas envolve temperaturas maiores, ocorrem as emanações de gases e vapor - as fumarolas. Quando a água superaquecida contendo gases ácidos vulcânicos dissolvidos entra em contato com as rochas encaixantes, ocorre a remoção do material fino que se acumula em "panelas" superficiais de lama quente (Figs. 17.26 e 17.27).

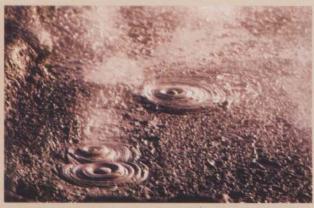



Fig. 17.26 Panela de lama borbulhante. Gêiser Pohutu; Parque Nacional Rotorua, Nova Zelândia. Foto: P.A. Souders/ Carbis/Stock Photos.

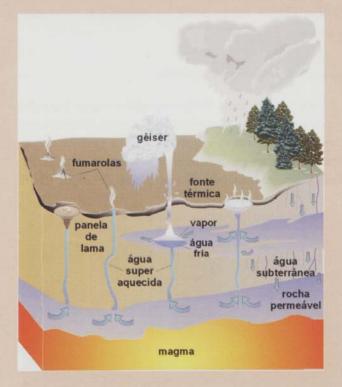



Fig. 17.27 Mecanismo de funcionamento de gêiseres, fumarolas e fontes térmicas.

c) Plumas hidrotermais submarinas

Trata-se de fontes térmicas surgentes na crosta basáltica pelas quais fluidos minerais são expelidos. A ação contínua do processo hidrotermal edifica "chaminés". As maiores podem atingir mais de 10 metros de altura e 40 cm de diâmetro, sendo denominadas *black smokers* (Fig. 17.28) por expelirem fluidos de cor negra com alta temperatura. As chaminés menores recebem o nome de *white smokers*, sendo caracterizadas por fluidos de cor esbranquiçada e menor temperatura.

Depósitos de sulfetos metálicos submarinos, associados às fontes termais em sistemas vulcânicos de *rifts* meso-oceânicos, ocorrem no arquipélago de Galápagos e no Mar Vermelho. Perfurações revelaram teores elevados em Fe, Cu e Zn na lama recuperada, sugerindo sua associação às atividades de plumas hidrotermais. Em 1977, cientistas operando um submergível explorador do assoalho do *rift* no Pacífico Equatorial Leste puderam confirmar essa hipótese. Ali, a 2.500 metros de profundidade, foram identificadas, pela primeira vez, chaminés expelindo continuamente partículas negras de sulfetos de Fe, Zn e Cu (Figs. 17.29, 17.30).

A decantação dessas partículas finas, dissolvidas na água surgente a altas temperaturas, se dá pelo choque térmico com a água fria das profundezas oceânicas. Muitas dessas concentrações polimetálicas contêm metais preciosos e semi-preciosos, porém os custos de recuperação são ainda demasiadamente altos para viabilizar o aproveitamento comercial.

Os estranhos oásis de vida, em meio aos sulfetos metálicos decantados, ocorrem numa estreita zona de interação com a água oceânica oxigenada, ao longo dos

Fig. 17.28 *Black Smokers* no assoalho do oceano Pacífico Leste (2.500 metros de profundidade), pelas quais águas térmicas contendo partículas de sulfeto metálico são expelidas. Estas se decantam rapidamente pelo contraste brusco com a temperatura baixa da água do mar (ca. 2°C), permitindo assim o crescimento da chaminé incrustada na rocha basáltica do assoalho. Ao redor dos condutos hidrotermais e na ausência de luz solar, bactérias e vermes tubulares peculiares são abundantes, configurando uma das maiores descobertas da biologia do século XX. A sobrevivência de organismos nesse oásis exótico ocorre graças a reações metabólicas, envolvendo principalmente H_2S dissolvido nos fluidos hidrotermais. Foto: NOAA Central Library; OAR/National Undersea Research Program (banco NURP de imagens públicas).

Fig. 17.29 As plumas hidrotermais ocorrem em zonas de separação de placas, onde ocorre formação de cadeias montanhosas e assoalho oceânico (Fig. 17.16 com a localização de plumas).Nessas regiões, a crosta oceânica é pouco espessa (cerca de 4 km) e o material basáltico é continuamente adicionado a ela a partir de câmaras magmáticas situadas no interior do planeta. O magma sob alta temperatura aquece a água densa e gelada das profundezas oceânicas que se infiltra continuamente, através de fissuras da crosta basáltica. Durante o processo de percolação, o sulfato (um íon abundante na água do mar) é transformado em sulfeto de hidrogênio por conta do ambiente anóxico, enquanto ocorre a lixiviação de muitas substâncias minerais da rocha, além do intercâmbio de elementos químicos. Graças ao calor, o fluido tende a ascender por causa da diminuição da densidade sendo então expelido pela ruptura da crosta. A temperatura dessas plumas pode atingir 400°C (*black smoker*), sendo, nesses casos, constituídas por fluidos com baixo pH, contendo minerais dissolvidos, cátions incomuns e alta concentração em H_2S. Outras plumas (*white smokers*) produzem somente nuvens esbranquiçadas de fluidos aquecidos e vapor (ca. de 300°C).

eixos de *rifts*. Nessas zonas, a atividade vulcânica freqüente proporciona calor e gases para sustentar o ecossistema exótico. Nas margens continentais onde as placas estão em subducção, a ocorrência de fluidos hidrotermais também guarda associação com *habitats* que em alguns aspectos lembram o ambiente das plumas hidrotermais de *rifts* meso-oceânicos.

O mais importante dessa descoberta científica, porém, está no fato de o Sol e a fotossíntese não serem os parâmetros exclusivos no suprimento da energia para a vida terrestre. Ao contrário, as bactérias submarinas desenvolvem-se vigorosamente na ausência completa da luz solar, numa dieta de CO_2 e compostos de H, N, S e calor vulcânico, sendo o metano o principal subproduto do metabolismo. Investigações recentes revelaram que essas bactérias são uma forma de vida previamente desconhecida denominada *Archaea*, com genes distintos de outras bactérias (Eubactéria) e de formas mais complexas de vida (Eucaryota). Perto de 2/3 de seus genes não se assemelham a nada visto até hoje, enquanto parte dos 1/3 dos genes restantes encontra correspondência em bactérias e até em humanos atuais. Esta descoberta revolucionou as idéias sobre a origem da vida no planeta, abrindo a possibilidade deste evento tão importante ter acontecido no fundo do mar, aproveitando o calor e os sais minerais das plumas hidrotermais há bilhões de anos.

Fig. 17.30 Imagem computadorizada de dados acústicos processados a partir de ondas geradas por sonar ilustra as plumas hidrotermais emergindo no assoalho oceânico a 2.635 metros de profundidade. A imagem das plumas, recuperada na elevação do Pacífico Leste, próximo a 21° de latitude Norte, tem uma altura de 40 metros. Ilustração:Tunnicliffe, 1992.

17.1.5 Outros fenômenos vulcânicos

Lahars – As erupções explosivas podem depositar enorme quantidade de cinzas e outros fragmentos vulcânicos sobre os flancos dos vulcões. Os *lahars* são formados quando da ocorrência repentina de grandes volumes de água, devido a chuvas torrenciais, derretimento de neve e/ou gelo acumulados no topo do vulcão, ou mesmo pela ruptura de barragens naturais. Essas águas se misturam com o material vulcânico inconsolidado, criando fluxos de lama que se movimentam por gravidade. Enquanto nos rios é a água que carrega os fragmentos, nos *lahars* é a abundância de material sólido que gera o movimento. Cerca de 40% em peso dos constituintes dessas misturas são cinzas vulcânicas e fragmentos de rocha (desde partículas de argila até blocos enormes), tornando-as densas e viscosas com a consistência da massa de concreto. Como tal, formam espessos depósitos que incluem grandes blocos rochosos arredondados, fragmentos vulcânicos e lama endurecida e também podem incluir pedaços de árvores, se o fluxo tiver atravessado uma floresta. É justamente através da determinação da idade desses restos de árvores que é possível saber quando ocorreu o fenômeno – um dado importante para se estimar a taxa de freqüência de *lahars* relacionados à reativação de um vulcão.

Os *lahars* deslocam-se com velocidades superiores às dos cursos d'água, tendo condições de fluir até mesmo sobre a neve ou gelo. Sua força de impacto é tal que destroem a maioria das edificações feitas pelo homem. As velocidades dos *lahars* podem atingir até 40 m/s em declives vulcânicos mais íngremes e alcançar distâncias de até 300 km do local de origem. Aqueles com proporções de material sólido da ordem de 90% são os mais velozes e mais destrutivos, geralmente oriundos de deslizamentos enormes ocasionados por colapso de flanco de vulcão.

Avalanches – São movimentações superficiais de grandes massas de neve, gelo, solo ou rochas, ou uma mistura destes materiais, que se tornaram eventualmente instáveis por diferentes causas. Esses fluxos de detritos podem ser gerados por abalos sísmicos que normalmente precedem uma erupção, ou até mesmo chuvas muito intensas, aliados a uma forte inclinação do relevo vulcânico. Levantamentos geológicos ao redor da base de vulcões do Havaí identificaram gigantescos deslizamentos submarinos de material fragmentado. Isto revela que a conexão entre grandes avalanches e erupções vulcânicas pode ser mais comum do que imaginamos.

17.2 Morfologia de um Vulcão

É comum pensarmos que a lava chega à superfície sempre através de edifícios cônicos perfeitos, a exemplo do monte Fuji no Japão ou o monte Osorno no Chile, o que não é verdade. Muitas vezes, a erupção se dá através de fissuras profundas na crosta que alcançam a região onde o magma está acumulado. Estas fendas podem ter poucos metros de largura e alguns quilômetros de comprimento, como as que existem na ilha vulcânica da Islândia.

As formas topográficas vulcânicas dependem da composição química, do conteúdo de gases, da viscosidade e temperatura das lavas. Lavas pouco viscosas constituem edifícios vulcânicos com flancos suaves, ou ainda derrames extensos e espessos. Já as lavas muito viscosas não fluem com facilidade, o que resulta em edifícios com flancos íngremes constituídos, em geral, pelo material fragmentado por explosões. O ambiente superficial é também um dos fatores que controla o modo de acumulação do material vulcânico. O vulcanismo submarino em grande profundidade, por exemplo, não é explosivo porque a alta pressão da água impede a formação e expansão de vapor. Como a água resfria a lava mais rapidamente que o ar, a pilha de lava é geralmente mais íngreme que o perfil das acumulações de lava acima do nível do mar.

A seguir, descreveremos os elementos geométricos principais de um vulcão cônico (Fig. 17.31).

Fig. 17.31 Modelo teórico de um vulcão. O reservatório magmático pode se situar na astenosfera ou litosfera. O magma é periodicamente expelido pela chaminé que liga o reservatório com a cratera. A lava difere do magma pelo fato de não conter alguns dos constituintes gasosos e/ou elementos químicos originais. A subida do magma pode também ocorrer em cones satélites ou pelo fraturamento do edifício vulcânico em erupções de flanco. Dá-se o nome *neck* (Fig. 17.32) ao realce topográfico de uma chaminé. A feição decorre da erosão diferencial dos flancos de um vulcão. Estão também representados os diferentes produtos vulcânicos.

Fig. 17.32 Relevo vulcânico da ilha de Trindade, destacando-se um *neck* à direita da foto. Foto: F. R. Alves.

• **Cratera** – Este termo é uma tradução literal do grego *krater*, que significa um vaso de boca larga. A cratera representa o local de extravasamento do magma e demais produtos associados (Fig. 17.31). A chaminé, ou conduto magmático, liga a câmara magmática em profundidade com a cratera. Com o passar do tempo, as paredes da cratera podem desmoronar, causando o seu preenchimento parcial. A cratera do monte Etna (Sicília), por exemplo, está atualmente a 800 metros de profundidade em relação ao topo e possui 300 metros de diâmetro. Eventuais cones satélites podem aparecer nos flancos do vulcão, por um desvio do conduto ou à medida que a chaminé e/ou a cratera são bloqueadas pelo resfriamento da lava ou soterramento.

• **Caldeira** – O termo, derivado do latim tardio *caldaria*, é aplicado às enormes depressões circulares, originadas pelo colapso total ou parcial da cratera e do topo do vulcão, por conta da perda de apoio interno, seja pelo escape de gases, seja pela ejeção de grandes volumes de lava (Fig. 17.33). O diâmetro desta feição pode ser superior a 50 km e a ela geralmente se associa um sistema de fissuras radiais e em forma de anel na rocha encaixante, preenchidas por diques ou que servem de conduto para manifestações explosivas.

Tanto as crateras como as caldeiras de vulcões "dormentes" podem ser preenchidas por água (Fig. 17.34) – uma feição de risco potencial na eventualidade de uma reativação vulcânica. Esse processo inicia-se pelo domeamento do assoalho interno da caldeira, ou ressurgência da caldeira. Uma reativação vulcânica pode causar torrentes de lama, emanação de gases, (Quadro 17.2) ou mesmo a liberação de enorme volume de água que eventualmente se acumulou na caldeira com o passar dos anos.

O famoso Parque de Yellowstone, nos EUA, está localizado numa caldeira vulcânica com cerca de 2.800 km^2. A ressurgência desta caldeira há 630.000 anos ocorreu devido à presença de um enorme reservatório magmático debaixo dela, liberando, durante a explosão, mais de 1000 km^3 de material. Esta estimativa volumétrica baseou-se nos levantamentos geológicos que identificaram a distribuição dos produtos piroclásticos numa extensa região. O assoalho da caldeira está sofrendo arqueamento e dilatação, processo este iniciado há cerca de 150.000 anos, expondo rochas e estruturas profundas. O fenômeno está sendo estudado e monitorado, como forma de prever uma futura reativação.

No Brasil, a região de Poços de Caldas, Minas Gerais, uma estância hidromineral famosa pelas águas sulfurosas medicinais e importantes jazidas de U, Th e Al, é um outro exemplo de caldeira vulcânica. Sua origem se deu pelo abatimento de um cone vulcânico há cerca de 90 milhões de anos. Associado à estrutura circular, com um diâmetro de 30 km, hoje parcialmente erodida, mas ainda visível em imagens de satélite (Fig. 17.35), ocorre um sistema de diques em forma de anel.

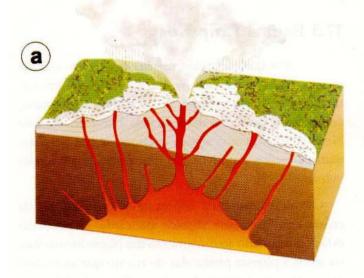
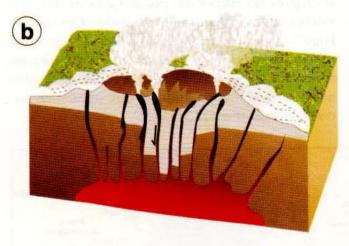
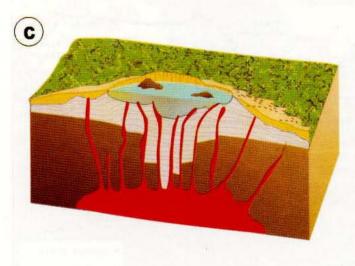



Fig. 17.33 Esquema simplificado das etapas de formação de uma caldeira. O colapso do teto do vulcão condiciona a criação de um sistema de fraturas, o que leva a uma erupção imediata do magma, num cataclisma explosivo.

Fig. 17.34 Caldeira do vulcão Fernandina com lago ácido; Arquipélago Colón (Galápagos), Equador. Notar o pequeno cone satélite preenchendo parte da caldeira, cujas paredes são muito íngremes, e mais ao fundo uma fumarola. Foto: R. Trouw.

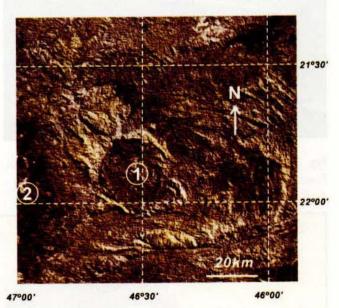



Fig. 17.35 Parte de imagem do satélite Landsat, canal 7, da região sudoeste do Estado de Minas Gerais, mostrando a caldeira vulcânica de Poços de Caldas em meio às estruturas das rochas metamórficas Pré-cambriano. Na extremidade oeste da imagem, aparecem os sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná. Adaptado de C. Schobbenhaus e outros (coord.). Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área adjacente incluindo depósitos minerais.

Outro exemplo famoso é a caldeira vulcânica de Crater Lake, no Estado de Oregon (E.U.A.) – Fig. 17.36. Trata-se de uma estrutura preenchida por um lago com cerca de 8 km de diâmetro e 580 metros de profundidade. Esta caldeira originou-se há 6.845 anos, com base nas datações ^{14}C de amostras de árvores carbonizadas, soterradas pelos fluxos piroclásticos. O cataclisma formou nuvens de cinzas que foram distribuídas pelo vento, depositando-se sobre extensas áreas da orla pacífica dos E.U.A.

A distinção entre crateras e caldeiras é por vezes difícil. As crateras podem se formar tanto por colapso como por explosão do vulcão, ao passo que as caldeiras são produzidas em poucas horas ou dias, pelo violento escape de gases e conseqüente redução do volume do reservatório magmático. Além disso, caldeiras geralmente possuem diâmetros superiores a 1km. A morfologia do topo dos vulcões Kilauea e Mauna Loa no Havaí configuram, na verdade, caldeiras. Esta interpretação é reforçada pela inexistência de depósitos piroclásticos ao redor dos edifícios vulcânicos, sugerindo que foi o refluxo do magma a causa do colapso e conseqüente formação das duas depressões.

Fig. 17.36 Lago de caldeira, cratera Lake, Oregon, EUA. Foto: D. E. Wieprecht/US Geological Survey.

17.3 Estilos Eruptivos

Por que parte dos vulcões ocorre em cadeias montanhosas, como nos Andes, ao passo que em outras regiões o vulcanismo se dá através de fissuras, como foi o caso dos derrames da Bacia do Paraná? Neste item, veremos alguns parâmetros que determinam os estilos eruptivos tão diferentes de atividades vulcânicas.

O vulcanismo atual concentra-se em rupturas da crosta com atividade sísmica associada. O processo está condicionado ao movimento das placas litosféricas, ou ainda a plumas profundas do manto que ascendem em regiões no interior das placas. Cerca de 60% dos vulcões ativos situam-se no chamado "Cinturão do Fogo" – uma zona de borda do oceano Pacífico com terremotos e vulcões jovens. Estes vulcões formam montanhas em áreas continentais e conjuntos de ilhas nos oceanos, como resultado da convergência de placas litosféricas (Figs. 17.37, 16.38).

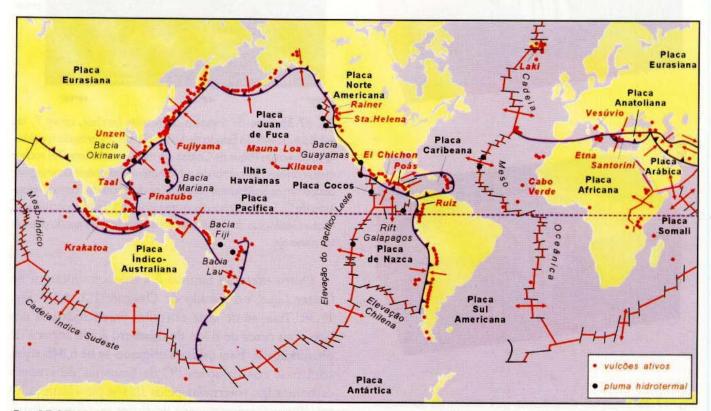



Fig. 17.37 Distribuição global do vulcanismo. Notar o condicionamento geográfico em que a maioria dos vulcões ativos (em vermelho) está situada ao longo dos limites convergentes de placas (azul). Apenas 15% do vulcanismo atual localizam-se nos limites divergentes (traços em vermelho) e o restante em regiões internas das placas.

Fig. 17.38 Vulcão Arenal (Costa Rica), um dos constituintes do Círculo do Fogo. Foto: L. L. Casais e Silva.

Fig. 17.40 Esquema simplificado da estruturação topográfica de um *rift* submarino meso-oceânico e vulcanismo associado.

As atividades vulcânicas podem ser classificadas como fissurais e centrais, em função de sua localização em relação às placas litosféricas e ao tipo de seus produtos. As características desses produtos, por sua vez, vinculam-se às propriedades da lava e condições do ambiente da erupção.

17.3.1 Erupções fissurais

Neste tipo de vulcanismo, não há formação de um cone vulcânico. A presença de fissuras profundas na crosta permite a ascensão do magma, em geral de composição básica, originado na astenosfera (Fig. 17.39). Tais erupções também são denominadas de vulcanismo de *rift* por guardarem associação com sistemas de falhamentos subverticais (*rift-valleys*). Trata-se de conjuntos de vales submarinos profundos ao longo das cadeias montanhosas meso-oceânicas, que se assemelham às feições continentais originalmente definidas na África Oriental (Fig. 17.40). A magnitude dessas cordilheiras é ilustrada pela sua distribuição por mais de 76.000 km nas profundezas dos oceanos.

Fig. 17.39 Esquema de erupção fissural, condicionada à ascensão de magmas muito fluidos por fissuras profundas na crosta, com a formação de camadas sucessivas de lava.

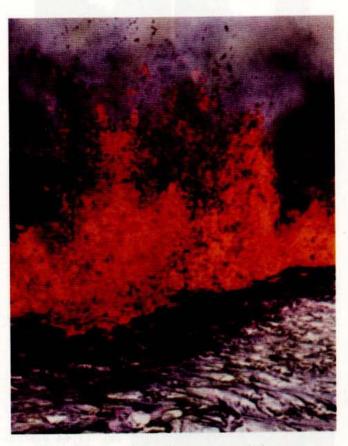



Fig. 17.41 "Cortina de fogo" e derrames de lava em erupção fissural no Havaí. Foto: J. D. Griggs/US Geological Survey.

As erupções fissurais representam, em termos de volume, o principal tipo de atividade ígnea terrestre, pois 80% da atividade vulcânica do planeta acham-se concentrados no oceano (veja Fig. 17.37). Portanto, o assoalho oceânico originado nos *rift-valleys* submarinos representa a extrusão contínua de magmas basálticos por milhões de anos, a partir de cordilheiras meso-oceânicas.

O vulcanismo fissural pode ser observado atualmente na Islândia – um segmento da Cordilheira Meso-Atlântica exposto acima do nível do mar – representado por derrames e fontes de lava (denominadas cortina de fogo, Fig. 17.41) comuns também no Havaí.

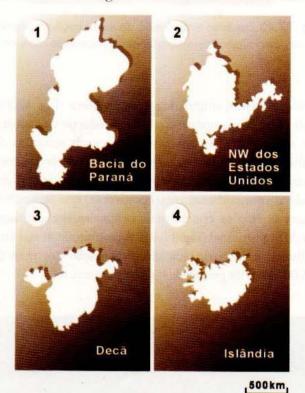



Fig. 17.42 Área do vulcanismo da Formação Serra Geral, Bacia do Paraná, comparada a outros derrames de platô.

Fig. 17.43 Rocha vulcânica amigdaloidal. Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. Foto: Coleção do Instituto de Geociências da USP.

Fig. 17.44 Brecha vulcânica. Ilha Trindade. Foto: F. R. Alves.

Nos continentes, o vulcanismo de *rift* produz os derrames de platô. Alguns desses são enormes, a exemplo dos encontrados na América do Sul (Formação Serra Geral da Bacia do Paraná), América do Norte (Columbia River) e Índia (Deccan), (Fig. 17.42). No topo desses derrames, podem ocorrer vesículas, pequenas bolhas decorrentes do escape dos gases dissolvidos na lava. Estas cavidades podem vir a ser, eventualmente, preenchidas por zeólitas, ametista ou ágata, as amígdalas (Fig. 17.43). Nos casos em que a expansão gasosa tenha sido explosiva, podem ocorrer as brechas (Fig. 17.44). Nos derrames continentais, o resfriamento da lava produz a disjunção colunar. Trata-se de uma feição peculiar de ruptura geométrica do material rochoso que se associa à contração muito rápida do magma ao se solidificar (Fig. 17.45).

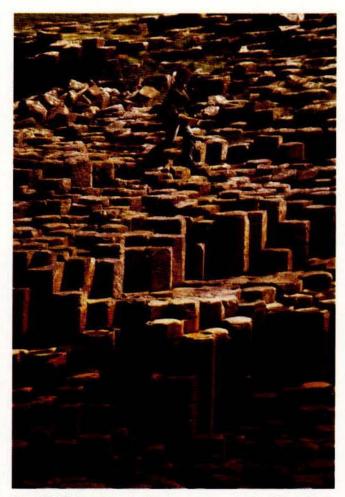



Fig. 17.45 Disjunção colunar em derrame basáltico. Escócia. Esta feição geométrica em colunas forma-se pela contração inerente ao resfriamento da lava basáltica. Foto: Corbis/Stock Photos.

17.2 O Vulcanismo da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná

Os derrames e *sills* básicos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná representam um dos mais volumosos vulcanismos continentais do planeta, com uma área superior a 1.200.000 km², abrangendo regiões do sul e centro-oeste do Brasil e do Paraguai, Uruguai e Argentina, e também uma contraparte na África, áreas hoje separadas pelo oceano Atlântico. Os derrames foram gerados entre 133 e 129 milhões de anos atrás, sendo constituídos notadamente por lavas basálticas. Em certos locais, os derrames sucessivos de lavas basálticas possuem centenas de metros de espessura, fato verificado na região central da Bacia do Paraná, onde uma perfuração atravessou 1.700 m de basaltos (Presidente Epitácio, SP). Lavas de composição riolítica e dacítica também foram produzidas, preferencialmente nas bordas sul e leste da Bacia. Além das lavas, erupções fissurais formaram centenas de diques básicos há 130,5 milhões de anos, como na região de Ponta Grossa (PR, Brasil), onde um conjunto de diques paralelos abrange uma área de aproximadamente 300 km de largura por 600 km de extensão.

Fig. 17.46 Istmo de derrame basáltico com disjunção colunar. Litoral de Torres, Brasil. Foto: W. Teixeira

Fig. 17.47 Vista dos derrames da Formação Serra Geral formando o canhão de Aparados da Serra. Foto: M. Ernesto.

A origem do vulcanismo Serra Geral é ainda debatida, sendo creditado à presença de anomalias térmicas no manto (plumas), seguidas por ruptura da crosta continental, ou ainda à existência de fissuras profundas na crosta. Esse vulcanismo, por sua vez, associou-se à fragmentação do supercontinente Gondwana, que culminou com a formação do assoalho do oceano Atlântico, processo que continua até hoje (Fig. 17.36; Cap. 6). As ilhas Fernando de Noronha (12,3 milhões de anos) e Trindade (3,5 – 2,5 milhões de anos) são alguns dos marcos vulcânicos, hoje afastados do eixo da Cadeia Meso-Atlântica, que ilustram a expansão do assoalho oceânico.

A beleza da paisagem dos derrames da Formação Serra Geral pode ser desfrutada numa visita aos paredões de rocha basáltica com disjunção colunar, que afloram no sul do Brasil, no litoral de Torres (Fig. 17.46), nos canhões do Parque dos Aparados da Serra (Fig. 17.47), ou ainda nas Cataratas do rio Iguaçu, que têm sua origem na erosão diferencial dos basaltos (Fig. 17.48).

Fig. 17.48 Cataratas do rio Iguaçu, condicionadas pela erosão de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Foto: P. R. Renne.

17.3.2 Erupções centrais

Este estilo eruptivo com a formação de edifício vulcânico está condicionado à presença de um magma de composição mais félsica. Como produto das explosões, ocorrem grandes volumes de cinzas, púmice, blocos e bombas, além de derrames (Fig. 17.31). As erupções centrais podem ser classificadas com base em semelhanças com descrições de erupções passadas, conforme abaixo:

a) Pliniana: nome derivado da erupção do Vesúvio ocorrida em 79 d.C (Quadro 17.3). A explosão violentíssima de magma viscoso, muito rico em gases aprisionados em profundidade no vulcão, lança nuvens de gases, cinzas e outros materiais sólidos de granulação fina;

b) Stromboliana: denominação oriunda do vulcão Stromboli (Itália), em que a liberação periódica de gases aprisionados na câmara magmática leva à ejeção de bombas de lava viscosa e de blocos angulosos. O ritmo da erupção é altamente variável, podendo ocorrer em intervalos de alguns minutos ou até de décadas;

c) Peléeana: origina-se de um magma viscoso rico em gases, submetido a pressões muito baixas (derivado do

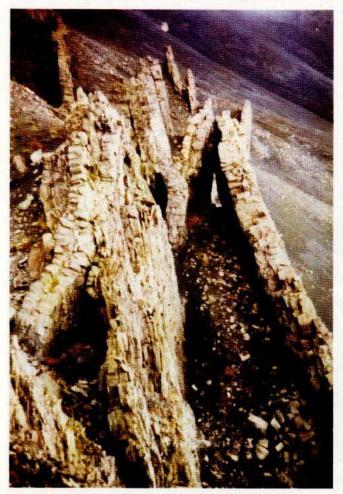



Fig. 17.49 Diques radiais. Vulcão Etna, Itália. Foto: P. Abori.

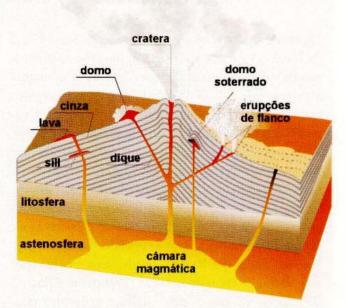



Fig. 17.50 Perfil esquemático de um estrato-vulcão.

vulcão Pelée, Martinica). Estas condições causam a liberação de uma nuvem densa e superaquecida (nuvem ardente) de púmice e cinzas que desce velozmente as encostas do vulcão;

d) Havaiana: representa um estilo eruptivo relativamente calmo, em decorrência do magma ser de baixa viscosidade. As atividades típicas acham-se representadas nos vulcões do Havaí, onde rios de lava são expelidos a partir da cratera ou de erupções de flanco, construindo um cone de grande dimensão com flancos pouco inclinados.

A caracterização com base em registros históricos tem sido substituída, no entanto, por uma nova classificação que leva em conta o tipo do cone vulcânico e seus produtos, mais condizente com a complexidade dos estilos eruptivos. Desse modo, os cones podem ser classificados em 4 tipos principais:

• Estrato-vulcões - são as erupções centrais mais comuns. As camadas alternadas e sucessivas de lava e fluxos piroclásticos constróem um cone enorme com perfil íngreme e simétrico, cujos flancos eventualmente alojam diques radiais (Fig. 17.49). Vulcões como o Fuji (Japão), Santa Helena (EUA), Osorno e Lascar (Chile), e Etna e Vesúvio no Mediterrâneo (Itália) são alguns dos exemplos clássicos (Figs. 17.50, 17.51). Os estrato-vulcões são perigosos, uma vez que a reativação pode ocorrer após séculos de inatividade. Produzem explosões violentas e nuvens incandescentes, fruto da alta viscosidade do magma e sua saturação com gases (Fig. 17.52).

Fig. 17.51 Estrato-vulcão Osorno, Chile. Foto: W. Teixeira.

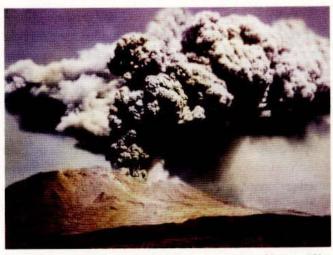
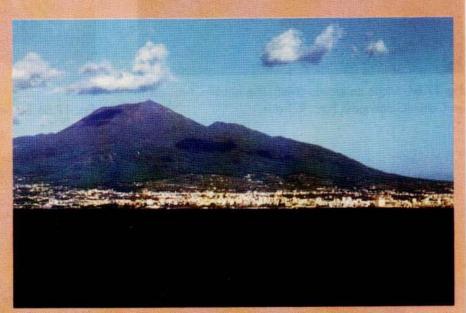



Fig. 17.52 Vulcão Lascar (1993), região de Antofagasta (Chile). Foto: C. M. Noce.

17.3 Monte Vesúvio

Estudando os depósitos vulcânicos, podemos conhecer melhor as erupções e seus riscos. Todavia, o longo período de dormência dos estrato-vulcões dificulta a previsão e o monitoramento de fenômenos associados a uma reativação. Uma ressurgência vulcânica do monte Vesúvio, situado no Mediterrâneo (Fig. 17.53), no ano de 79 d.C., levou à destruição completa de Pompéia e Herculano em alguns minutos apenas! Propiciou, porém, a preservação de uma parte da história da arte romana, para deleite dos arqueólogos que desenterraram estas cidades a partir do século XVII. Esta erupção foi chamada de Vesuviana, ou ainda de Pliniana, em referência ao historiador romano Plínio "o velho", vitimado por ela.

Um terremoto precedeu a grande erupção piroclástica que produziu grandes massas de púmice. As nuvens superaquecidas, de alta densidade, com cinza muito fina (~0,01 cm de diâmetro), escureceram o dia e, ao mesmo tempo, expandiram-se encosta abaixo a mais de 200 km por hora. Derrames de lava ampliaram a destruição. A magnitude do cataclisma de 79 d.C. foi tal que formou-se um depósito de cinzas com 6 metros de espessura, recobrindo os contrafortes do vulcão. Os efeitos letais das nuvens ardentes incluíram asfixia, queimaduras, incineração e fragmentação devida ao impacto. Desde então, o vulcão Vesúvio entrou em erupção mais de 50 vezes, a última em 1944, trazendo grande risco a mais de 3 milhões de pessoas que ocuparam, através dos séculos, a base da montanha, onde se situa, inclusive, a periferia de Nápoles, uma das principais cidades da Itália meridional.

Figs 17.53 Vista do Monte Vesúvio e seus contrafortes densamente povoados. Foto: F. Nolla/Kino fotoarquivo.

• Vulcões de escudo – o cone é em geral de grande dimensão, com várias dezenas de quilômetros de base e poucos quilômetros de altura. Seus flancos apresentam declividade muito suave, em decorrência da baixa viscosidade do magma (Figs. 17.54, 17.55). O vulcão é edificado pela sucessão de derrames de lava de composição basáltica com baixo conteúdo de gases. As erupções ocorrem freqüentemente pela cratera ou pelo flanco do vulcão. Comumente, o magma não emerge imediatamente, mas se acumula em câmaras magmáticas subjacentes. O extravasamento é relativamente calmo (quiescente), eventualmente formando lagos de lava borbulhante na cratera ou caldeira, devido às condições físicas da lava.

Vulcões de escudo são encontrados no Havaí (Kilauea, Mauna Loa; Fig. 17.37). O monte Mauna Loa, apesar de ter sido construído em alguns milhões de anos apenas, é o mais alto vulcão de nosso planeta, superior ao Everest (8.848 m). Seu topo situa-se 4 km acima do nível do mar, sendo que a maior parte do edifício encontra-se submersa. A sua base, com um diâmetro de 120km, está a 10km de profundidade.

Fig. 17.54 Vulcão de escudo (Wolf), ilha Isabella. Arquipélago Colón (Galápagos). Foto: R. Trouw.

• Domos vulcânicos – são formas resultantes da erupção de lavas félsicas extremamente viscosas. A lava, em vez de fluir como nos derrames basálticos, acumula-se numa feição dômica com encostas íngremes e topo arredondado (Figs. 17.56, 17.57). Devido à alta viscosidade, os gases geralmente permanecem aprisionados na lava, e, quando a pressão aumenta muito, ocorrem explosões que fragmentam os materiais formados e, ao mesmo tempo, contribuem para o crescimento do domo. No caso da erupção do vulcão Santa Helena (EUA), em 1980, ocorreu uma intumescência no flanco da montanha, uma vez que a cratera era muito pequena. Atualmente, está se formando um novo domo no interior do flanco aberto pela explosão. Fenômeno semelhante está também ocorrendo na caldeira do Parque Yellowstone.

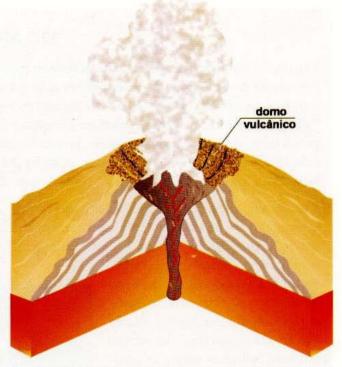



Fig. 17.56 Esquema simplificado de um domo vulcânico.

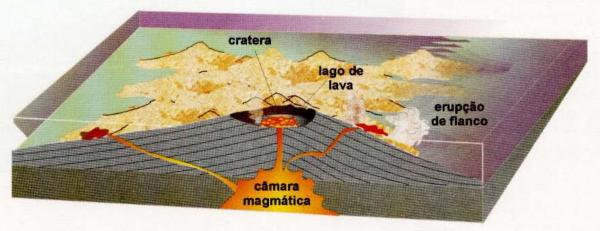



Fig. 17.55 Diagrama esquemático de um vulcão de escudo.

Fig. 17.57 Domo riodacítico formado em 20 de maio de 1991 no interior da cratera do Monte Ulzen, Japão. Foto: K. Ota/Serviço Geológico do Japão - GSJ 9202.

• Cone vulcânico piroclástico (*cinder cone*) - são acumulações acamadadas, produzidas pela ejeção de material piroclástico. Geralmente, o edifício tem a forma de um cone pequeno, menor que 300 metros de altura, freqüentemente ocorrendo em grupos (cones satélites) nos flancos de grandes vulcões ou nas suas proximidades (Figs 17.58, 17.59). Cones piroclásticos possuem flancos íngremes, em que a inclinação é regida pelo ângulo de repouso dos fragmentos inconsolidados.

Erupções piroclásticas múltiplas eventualmente formam depósitos em círculo ao redor da cratera de explosão. Estes depósitos, denominados tufos anelares ou *Maars*, são constituídos por uma mistura de fragmentos da rocha encaixante e material vulcânico. Originam-se da explosão de um magma ascendente, ao

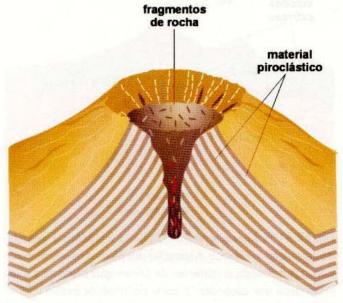



Fig. 17.58 Esquema de um cone piroclástico.

entrar em contato com a água subterrânea subsuperficial. Já as explosões freáticas são causadas quando o magma muito enriquecido em gases tem contato com a água subterrânea ou oceânica, gerando uma gigantesca explosão de vapor superaquecido. A catastrófica erupção do vulcão Krakatoa (Indonésia) em 1883 foi desse tipo.

Diatrema – trata-se de um tipo raro de estrutura vertical, formada pelo preenchimento da chaminé e da cratera por brecha vulcânica, processo que se dá com enorme energia explosiva. Os diatremas são originados a partir de magmas muito profundos enriquecidos em gases (profundidades de cerca de 100 km). Estes magmas, ao ascenderem, causam a fusão das rochas encaixantes, combinada com a explosão violenta de gases e lava, carregando inclusive fragmentos rochosos da crosta inferior e do manto (astenosfera). A rocha formada a partir de um magma explosivo extremamente rico em CO_2 é denominada kimberlito.

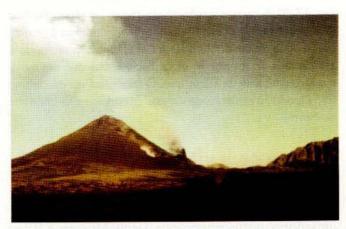



Fig. 17.59 Cone piroclástico em formação na ilha do Fogo. Arquipélago de Cabo Verde. Fonte: Instituto de Investigação Científica Tropical, Lisboa.

Eventualmente, o processo erosivo destrói os flancos do vulcão, expondo os materiais da parte superior do diatrema. Os diatremas são economicamente importantes, pois podem conter diamantes.

17.3.3 Pontos quentes (*hot spots*)

Como vimos anteriormente, apenas uma pequena parte (5%) dos vulcões ativos da Terra situa-se no interior de placas litosféricas. As ilhas vulcânicas do Havaí, um desses exemplos, integram uma cadeia montanhosa submarina parcialmente submersa

com cerca de 6.000 km de extensão na placa Pacífica. O vulcanismo dessas ilhas mostra um padrão de idade peculiar frente ao exibido pelos vulcões localizados em margens de placas; as rochas são progressivamente mais antigas rumo noroeste ao longo da cadeia (Fig. 17.60). O foco magmático – que também leva à ocorrência de numerosos terremotos – encontra-se hoje na extremidade sudeste da cadeia na Grande Ilha do Havaí, onde estão em atividade os vulcões Kilauea e Mauna Loa, além do vulcão submarino Loihi, situado pouco ao sul.

Fig. 17.60 A cadeia vulcânica do Havaí na placa Pacífica (Ma = milhões de anos). O aparecimento das ilhas é resultado da ação de um ponto quente (*hot spot*) muito profundo e estacionário no interior da placa Pacífica que está em movimento a uma taxa de 10cm/ano. O foco atual do vulcanismo está situado na extremidade sudeste da cadeia na Grande Ilha do Havaí.

O mecanismo de criação desse conjunto de ilhas é explicado pela ação de um ponto quente (*hot spot*) ou pluma mantélica. O conceito foi introduzido pelos pesquisadores norte-americanos Jason Morgan e Tuzo Wilson para explicar a associação incomum de cadeias vulcânicas inativas e ativas no interior de continentes. A pluma configura uma coluna de material rochoso superaquecido que ascende lentamente à superfície desde a interface manto inferior – núcleo externo (Fig. 17.61). Essas plumas representam, portanto, mais um mecanismo eficiente de perda do calor interno terrestre, associado ao movimento das placas litosféricas (Cap. 6).

Aparentemente, a pluma mantélica, com sua porção superior em estado de fusão, mantém-se estacionária por milhões de anos alimentando um vulcão. À medida que a placa se afasta lentamente da posição da pluma, ela transporta o vulcão , tornando-o inativo e, ao mesmo tempo que continua o movimento, proporciona que um novo cone seja formado pela continuidade de ascensão do material da pluma. A menor densidade do material fundido em relação às rochas encaixantes norteia todo o processo. Experimentos sugerem que a ascensão ocorre, provavelmente, muito mais pela criação de sistemas de fissuras no material rochoso do manto do que através de um conduto único, por conta das modificações de pressão e temperatura, que também explicam a incidência de terremotos. Com o decorrer do tempo geológico, um conjunto de vulcões aparece no interior da placa litosférica, aos quais se associam também grande número de vulcões submarinos (*seamounts*), conforme observa-se na fisiografia do assoalho oceânico.

No caso do vulcanismo do Havaí, os estudos sísmicos sugerem a presença de duas câmaras magmáticas, situadas entre 50 - 60 km e 3 - 6 km abaixo da superfície, ambas sendo abastecidas por uma pluma de grande profundidade. Na câmara mais rasa, as rochas encaixantes abaixo de 6 km são mais densas que o magma, cuja ascensão ocorre por diferenças de densidade; acima de 3 km, as rochas encaixantes são menos densas que o magma, impedindo assim a ascensão magmática. A magnitude da pluma do Havaí é de tal ordem que abastece simultaneamente três vulcões (Mauna Loa, Kilauea e Loihi).

Os pontos quentes são reconhecidos em cerca de 40 sítios com vulcanismo ativo no interior de placas litosféricas (por exemplo, ilhas Galápagos e Havaí), muito embora ainda não haja um consenso a respeito

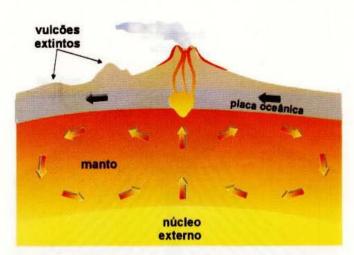



Fig. 17.61 Perfil esquemático da pluma mantélica e geração de um vulcão intraplaca. A geração das plumas aparentemente está condicionada a correntes de convecção profundas e estacionárias que ascendem a partir da interface manto inferior - núcleo externo.

do mecanismo da origem dos mesmos. Plumas mantélicas também podem explicar ocorrências alinhadas de vulcanismo com idades distintas situados em áreas continentais, sugerindo a atuação do fenômeno pelo menos desde o Mesozóico. Nos continentes, a ação das plumas pode causar afinamento e enfraquecimento da litosfera e permitir não só a exposição das rochas mais profundas como também induzir a formação de um *rift*. Um dos exemplos é o vale do rio Niger, na África Ocidental.

O modelo das plumas mantélicas é também uma alternativa interessante para explicar o porquê da ilha vulcânica da Islândia ser a maior parte emersa da cadeia Meso-Atlântica no oceano Atlântico Norte. A razão disso estaria numa origem magmática híbrida para a Islândia. Ali, o vulcanismo fissural gerado por convecção ascendente de material astenosférico (que forma a nova crosta no eixo da cadeia Meso-Oceânica) teria uma contribuição adicional de uma pluma mantélica. O processo permitiria construir uma crosta oceânica anormalmente espessa, com o crescimento se dando hoje acima do nível do mar. O resultado é, portanto, distinto do que ocorre na crosta continental, onde a influência de uma pluma causa o seu afinamento.

17.4 Vulcanismo e seus Efeitos no Meio Ambiente

Apesar de sabermos que as mudanças climáticas estão associadas à variabilidade natural dos processos atmosféricos, pelo menos dois outros parâmetros – a revolução industrial e os vulcões – têm adicionado enormes quantidades de material particulado e gases à atmosfera – Fig. 17.62. Há evidências de que as erupções vulcânicas afetam o comportamento do clima em curtos períodos de tempo e possivelmente influenciam as alterações de longa duração, inclusive no aquecimento global. Isto poderia causar no futuro, por exemplo, o degelo das calotas polares com conseqüente subida do nível dos oceanos, trazendo efeitos catastróficos para habitantes de cidades como Rio de Janeiro, Buenos Aires, Tóquio, Los Angeles e Nova Iorque, entre tantas outras situadas em litorais. Entretanto, a reconhecida abundância do CO_2 nos gases vulcânicos não é suficiente para contribuir significativamente para o efeito estufa. Enquanto os vulcões produzem cerca de 110 milhões de toneladas de CO_2 por ano, as atividades industriais adicionam à atmosfera em torno de 10 bilhões de toneladas por ano.

Fig. 17.62 Erupção do vulcão Santa Helena, Estado de Washington (EUA), ocorrida em 18 de maio de 1980. A explosão liberou um gigantesco cogumelo de cinza e gases, atingindo altitudes da ordem de 14 km. Foto: SPL/Stock Photos.

O maior impacto dos gases vulcânicos se dá pela liberação de cinzas e SO_2. Este gás transforma-se em ácido sulfúrico pelos raios solares que interagem com o vapor de água da estratosfera para então formar camadas de aerossóis. Essas camadas são constituídas também por pequenas partículas e/ou gotículas, com diâmetro inferior a 1 micrômetro (0,001 mm), por sal marinho e poeira silicática de origem diversa (marinha, erupções vulcânicas, incêndios florestais, grandes tempestades de poeira, fumaça industrial, etc.). As camadas de aerossóis resistem em suspensão na estratosfera por muito tempo após as partículas de cinza terem se depositado na Terra, uma vez que em altitudes muito elevadas não há nuvens e chuva para uma lavagem mais rápida e efetiva. Observações meteorológicas comprovam que essas camadas, entre altitudes de 15 e 30 km, interceptam a luz solar, aquecendo a estratosfera e diminuindo a temperatura da superfície terrestre e da própria atmosfera.

O estadista e inventor norte-americano Benjamin Franklin foi o primeiro a sugerir que os vulcões são importantes modificadores do clima, com base na observação dos efeitos da erupção Laki (Islân-

dia), no ano de 1783. Esta erupção, além de gerar o maior derrame vulcânico da história recente da Terra, liberou uma gigantesca quantidade de gás que envolveu completamente esta ilha e uma grande parte da Europa Setentrional, durante vários meses. Denominada de *neblina seca*, essa nuvem era muito rica em flúor, um gás altamente corrosivo, que se condensou na forma de chuva ou em partículas de cinza, vindo finalmente se depositar sobre a grama e campos de cultivo, poluindo rios e lagos pelo excesso de flúor. Em conseqüência, mais de 230.000 reses morreram, causando falta de alimento para os 10.000 habitantes da Islândia. A *neblina seca* que atingiu a Europa felizmente não foi tão nociva, mas se manteve visível por muitos dias durante o verão e outono daquele ano. Como o inverno de 1783-1784 foi anormalmente severo, especialmente na Europa, Franklin concluiu que a erupção Laki teria sido a principal causa das baixas temperaturas médias da época.

Vários outros cientistas propuseram a correlação entre as alterações climáticas globais e grandes erupções (Krakatoa - Indonésia, 1883; Tarawera - Nova Zelândia, 1886; Bandai-san - Japão, 1888; Bogoslof - Alaska, 1890), as quais teriam influenciado o clima, tornando-o mais frio nas décadas finais do século XIX. Os relatos históricos sobre Krakatoa – um dos integrantes de um grupo de cones vulcânicos no interior de uma caldeira situada entre Java e Sumatra - revelam que a explosão foi equivalente à liberação instantânea de uma energia cerca de 5.000 vezes maior que a bomba de Hiroshima. A magnitude da explosão foi tal que foi ouvida na Austrália, a mais de 2.000 km de distância, distribuindo cinzas vulcânicas por 700.000 km². Especula-se que a erupção do Krakatoa tenha sido provocada pela infiltração da água do mar nas fissuras do assoalho oceânico, atingindo uma câmara magmática. A expansão extremamente violenta da água do mar produziu uma erupção freática e tsunamis sucessivos com ondas de 40 metros de altura, destruindo cerca de 300 assentamentos costeiros e causando 36.000 mortes. Os efeitos atmosféricos iniciaram-se duas semanas após o cataclisma e prolongaram-se por vários meses. Durante esse período, o alvorecer e entardecer tiveram cores exóticas e muito vivas (verde, azul, azul-brilhante), além de halos coloridos circundando o Sol e a Lua. Calcula-se que cerca de 13% da luz solar tenham sido bloqueados após a explosão, com o conseqüente abaixamento das temperaturas globais de 0,5°C durante dois ou três anos, em relação à média normal da temperatura na troposfera (Fig. 17.63).

Mais recentemente, nas erupções dos vulcões Pinatubo (Filipinas, 1991) e El Chichón (México, 1982), nuvens com teores anormalmente altos de SO_2 alcançaram a estratosfera, trazendo também efeitos atmosféricos globais (Fig. 17.64). No caso da erupção do Pinatubo, imagens de satélite mostraram um cogumelo explosivo gigantesco com 400 km de largura e 34 km de altura. O incremento do SO_2 causado pela erupção oxidou a atmosfera e, em conseqüência, as temperaturas médias mundiais durante 1991-1992 sofreram redução de cerca de 0,4°C. Pelo fato desses dois vulcões estarem localizados a baixas latitudes, os aerossóis de ácido sulfúrico, cinza e poeira vulcânica

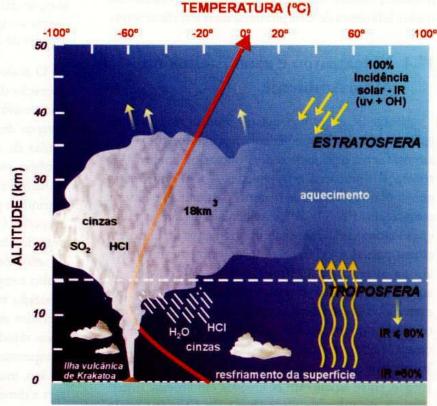



Fig. 17.63 Ilustração da magnitude do cogumelo explosivo do vulcão Krakatoa em 1883, que alcançou a estratosfera. A inexistência de nuvens impediu o retorno mais rápido das cinzas e poeira para a superfície da Terra por meio da chuva, obliterando a luz solar durante vários meses a anos. Com isso, a temperatura média global sofreu redução de 0,5°C. A curva em vermelho representa a variação da temperatura em função da altitude.

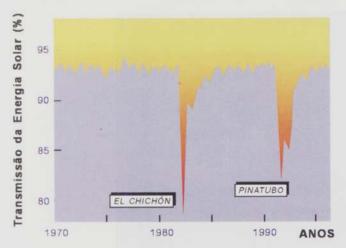



Fig. 17.64 Relação entre a transmissão da energia solar que passa na atmosfera e as erupções dos vulcões El Chichón e Pinatubo.

foram transportados por ventos estratosféricos, que, no caso do El Chichón, circundaram a Terra em apenas 1 mês. Passados 12 meses desta erupção, a nuvem estratosférica atingiu seu efeito máximo na Europa, e somente em 1985 as medições de transmissão da energia solar retornaram aos níveis pré-erupção.

Registros adicionais da influência do vulcanismo em grandes mudanças climáticas foram obtidos a partir de sondagens do assoalho dos oceanos. Amostras recuperadas revelaram que a quantidade de cinza vulcânica nos sedimentos depositados no assoalho oceânico aumentou há cerca de 2 milhões de anos e tem-se mantido alta desde então. Este período temporal coincide exatamente com a glaciação global do Pleistoceno, demonstrando que o incremento da atividade vulcânica possivelmente se associou à queda da temperatura da época. Alguns cientistas, todavia, não consideram esta evidência como conclusiva, uma vez que a coleta de amostras de sedimentos oceânicos mais antigos não é suficientemente ampla para embasar uma comparação científica.

De todo modo, sabemos que a interação da atmosfera, oceanos e superfície dos continentes é extremamente complexa e que o vulcanismo é apenas um dos fatores, entre tantos outros, que influenciam o clima da Terra. Porém, independentemente desta constatação, permanece uma importante pergunta para a nossa reflexão: até que ponto a freqüência e a magnitude das erupções vulcânicas afetam o nosso clima? O entendimento do vulcanismo e a quantificação de seus efeitos são, sem dúvida, um desafio para geólogos, meteorologistas e climatologistas, ainda mais por causa das implicações fundamentais para a vida.

17.5 É Possível Prever Riscos Vulcânicos?

Os exemplos citados nos itens anteriores (Vesúvio, Laki, Krakatoa, Havaí, Pinatubo, El Chichón, Lascar, etc.) são apenas uma minúscula amostra do que a natureza pode nos oferecer em termos de cataclismos vulcânicos. A vulcanologia tem progredido a tal ponto que hoje sabemos que existem entre 500 e 600 vulcões ativos na Terra e quais são os de maior risco. Assim, podemos compreender as causas principais do terrível registro histórico legado pela evolução geológica do planeta, representado, apenas nos últimos 500 anos, pela perda de 200.000 vidas!

Por outro lado, como podemos avaliar se um vulcão está estabilizado ou apenas "dormente", ou ainda como podemos prever quando se dará o momento exato da emissão de gases tóxicos ou mesmo de uma erupção? Essas respostas têm importância não só para a compreensão do clima global, como já visto, mas também para as populações que vivem nas proximidades de vulcões e até para fins do aproveitamento racional da enorme energia termal associada aos vulcões.

Por exemplo, o exame dos produtos de erupções passadas serve de guia para o estabelecimento de um zoneamento seguro do uso do solo em regiões vulcânicas, a medida mais efetiva para reduzir fatalidades. Além disso, instrumentos sensíveis podem detectar sinais da atividade vulcânica precoce, tais como sismos intermitentes associados à movimentação do magma em profundidade, dilatação e inclinação do terreno vulcânico, e as emissões gasosas que geralmente precedem as erupções. Todavia, apesar de todo o avanço científico alcançado, permanecem os riscos latentes de vulcões como o Vesúvio (Quadro 17.3), que após séculos de inatividade entrou em erupção repentinamente.

Sem dúvida, os efeitos catastróficos das erupções podem ser minimizados com a combinação da ciência e política pública. Em alguns casos, é possível, inclusive, prever onde a erupção terá lugar a partir da localização do foco de terremotos e de alterações no padrão das ondas sísmicas, ou ainda controlar, mesmo que em pequena escala, a erupção, de modo a reduzir os seus danos. Por ocasião da erupção de 1973 nos arredores do porto de Heimaey (Islândia), a população bombeou a água gelada do oceano para jogá-la dia e noite sobre a

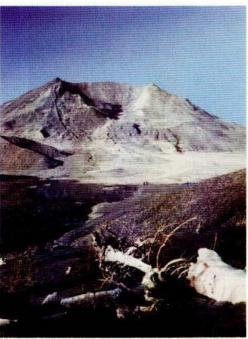



Fig. 17.65 Estrato-vulcão Santa Helena: cenário anterior e posterior à erupção de maio de 1980. O impacto explosivo com ventos arrasadores ocorreu em segundos na região, sucedido por um *lahar* que destruiu um floresta de 10 milhões de árvores. Foto: US Geological Survey.

lava que avançava. Com isso, conseguiu-se resfriar a superfície da lava, diminuindo lentamente o seu fluxo, o que evitou que o único acesso das embarcações ao porto fosse bloqueado.

A explosão do monte Santa Helena – o mais ativo estrato-vulcão da cadeia de montanhas jovens exposta desde a Califórnia Setentrional (EUA) até a Colúmbia Britânica (Canadá) – ocorreu em 18 de maio de 1980. Seguiram-se diversas outras explosões e derramamento de lava nos seis anos seguintes, até o vulcão entrar em repouso. Apesar do Santa Helena estar sendo detalhadamente monitorado, a primeira pessoa a morrer foi um vulcanólogo que trabalhava na estação sismográfica, situada justamente na base do flanco norte da montanha que explodiu.

A primeira erupção, segundos após um forte tremor que causou o colapso deste flanco do vulcão, foi considerada a maior dos últimos 60 anos nos EUA. Lançou cerca de 1 km³ de poeira e gases na atmosfera, produzindo um cogumelo com 20.000 m de altura (Figs 17.62, 17.65) – material este suficiente para construir 400 grandes pirâmides! O impacto explosivo gerou ventos violentíssimos, que devastaram uma floresta de 10 milhões de árvores (Fig. 17.65). Destruição adicional foi causada por um gigantesco *lahar* induzido pelo colapso do flanco do vulcão. Resultado impressionante da tragédia: 57 mortes, uma área de 400 km² totalmente arrasada e coberta por cinza vulcânica, com danos materiais superiores a 1 bilhão de dólares americanos. Contudo, uma efetiva ação da defesa civil e das instituições governamentais possibilitou a retirada providencial de milhares de pessoas da zona de risco dias antes da erupção.

A violência do cataclismo deveu-se à intrusão de magma de caráter viscoso com alto teor de gases dissolvidos (principalmente H_2O e CO_2), em torno de 6% (em peso). Trata-se de um valor muito alto se comparado com o conteúdo de gases no magma do vulcão Kilauewa (Havaí), que é de apenas 1%. Como resultado, ocorreu o confinamento e retardamento do escape dos gases internos do magma no Santa Helena até que as pressões atingiram níveis tão altos que conduziram à desestabilização do vulcão e à grande explosão. Também importante é o fato que erupções ainda maiores do vulcão Santa Helena ocorreram no passado (Fig. 17.66). Portanto, outras podem ocorrer no futuro. Ainda mais preocupante porém, é a existência de outros vulcões "dormentes" como o monte Rainier, nas proximidades de Seattle (EUA). É evidente o enorme risco da população da região fronteira EUA-Canadá, parte dela residindo inclusive sobre depósitos dos *lahars* produzidos pelo Rainier a cada 500-1000 anos.

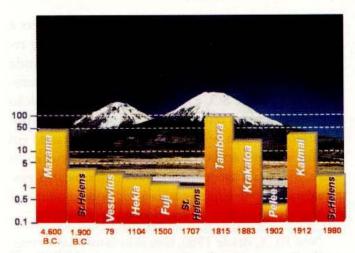



Fig. 17.66 Diagrama comparativo de várias erupções famosas vs. sua magnitude explosiva. Erupções do vulcão Santa Helena estão entre as mais violentas do planeta, ultrpassando em magnitude até a famosa erupção do monte Vesúvio no ano 79 d.C. (Quadro 17.3).

A erupção do Pinatubo, em 15 de junho de 1991, um vulcão "dormente" por 500 anos situado a apenas 70 km a noroeste de Manila (Filipinas), foi considerada a segunda maior do século XX (Fig. 17.66). Em conseqüência, mais de 5 km^3 de fragmentos de rocha foram depositados nos flancos do vulcão e nos vales adjacentes. As nuvens de cinza vulcânica, de tão densas, derrubaram edificações. Em questão de horas, chuvas torrenciais lavaram este acúmulo de material inconsolidado, gerando fluxos de lama (*lahars*); nas quatro estações chuvosas seguintes, mais da metade desse depósito foi transportada pelos *lahars*, que causaram destruição maior inclusive do que a erupção em si.

Apesar disso, o Pinatubo causou apenas 300 vítimas fatais. Isto se deveu aos alertas divulgados sobre a iminência da erupção, a partir do momento em que sismógrafos do observatório local acusaram o processo de ascensão do magma. Tais informes sensibilizaram as autoridades civis e militares que, por sua vez, organizaram a retirada de 250.000 pessoas, bem como de aeronaves e equipamentos da zona mais perigosa, poucos dias antes da grande erupção.

A partir do estudo dos *lahars* produzidos pela explosão de 1991, cientistas têm elaborado mapas de risco vulcânico para a região. Estes mapas são periodicamente atualizados com índices de pluviosidade regional e local e dados de monitores acústicos de fluxo postados nos terraços fluviais. Tais monitores detectam vibrações no solo à medida que um *lahar* se movimenta, notificando automaticamente a sua progressão. Técnicos em locais estratégicos também atuam no monitoramento visual do fenômeno. Um plano de emergência de divulgação de alarmes sobre a ocorrência da maioria dos *lahars* em Pinatubo tem diminuído o risco de vida de centenas de pessoas que vivem na região.

Estes relatos positivos contrastam com os erros cometidos por ocasião da erupção do Nevado del Ruiz em novembro de 1985 – um vulcão com 5.389 m de altura nos Andes Colombianos em cujo topo havia uma calota de cerca 17 km^2 de gelo perene. Os vulcanólogos sabiam que se tratava de um vulcão de alto risco e estavam preparados para divulgar os alertas, mas nenhuma ordem para evacuar a população foi implementada pelo governo. Em decorrência dessa omissão, mais de 22.000 pessoas perderam a vida por causa de um *lahar* que soterrou a localidade de Armero. Apesar da erupção piroclástica ter sido de pequena magnitude, foi suficiente para fundir cerca de 10% da calota de gelo, gerando os *lahars* que rumaram para os vales abruptos adjacentes. Os depósitos de lama e fragmentos com 1 metro de espessura, distribuídos numa área de 40 km^2 no vale de Armero, testemunham a dimensão da catástrofe. Bastaria que as autoridades tivessem organizado a retirada da população para áreas topograficamente mais elevadas (alguns metros apenas!) para ter sido evitada tamanha tragédia.

Tabela 17.3 Relação dos vulcões estudados durante o projeto das Nações Unidas "Década Internacional de Redução de Desastres Naturais" (1990-2000).

Vulcão	País
Colima	México
Etna	Itália
Galeras	Japão
Mauna Loa	EUA
Merapi	Indonésia
Niragongo	Zaire
Rainier	EUA
Sakurajima	Japão
Santa Maria/ Santiaguito	Guatemala
Santorini	Grécia
Taal	Filipinas
Teide	Ilhas Canárias
Ulawin	Papua-Nova Guiné
Unzen	Japão
Vesúvio	Itália

Catástrofes como essa revelam a importância do monitoramento dos vulcões mais perigosos (Tabela 17.3). Por exemplo, lagos ácidos podem se instalar no topo de vulcões e o monitoramento de variações nas concentrações de elementos como Na, Mg e S auxilia na previsão da ascensão do magma. Por outro lado, satélites permitem identificar explosões vulcânicas, o que é particularmente importante no monitoramento de regiões remotas com tráfego aéreo, uma vez que radares dos aviões não detectam as nuvens de cinzas. Acidentes ocorrem quando as cinzas vulcânicas superaquecidas e densas são aspiradas pelas turbinas de aeronaves, causando sua queda.

Não menos importante é o problema social envolvido com a previsão desses desastres naturais, o que passa necessariamente pelo convencimento das autoridades governamentais. Sem dúvida, a maior razão de ter ocorrido um menor número de vítimas fatais nas explosões do Santa Helena e Pinatubo foi a postura preventiva adotada pelas autoridades.

O monitoramento de emissões tóxicas de gás e seus efeitos também faz parte dos programas de redução de riscos vulcânicos, sendo de grande importância para o ser humano e seu *habitat*. Por exemplo, a emissão de SO_2 e outros poluentes pelo vulcão Kilauea interagem quimicamente com o O_2, os vapores atmosféricos, a poeira e a luz solar, resultando em neblina e chuva ácida. O primeiro produto vulcânico traz risco para a saúde, pois agrava enfermidades respiratórias, ao passo que a chuva ácida pode contaminar o solo, a vegetação e as reservas de água potável.

Nos EUA, desde 1980, têm sido estudadas as imediações da montanha Mammoth (na Califórnia) – um vulcão jovem cujas últimas erupções ocorreram há apenas 200 anos – onde terremotos são freqüentes. Em 1989, intermitentes tremores de magnitude baixa foram monitorados pelos cientistas, ao mesmo tempo que observaram a morte das árvores nos flancos da montanha. O fenômeno se deu em função da emissão de enormes volumes de CO_2 originados do magma

17.4 A catástrofe do lago Nyos, República dos Camarões

A emissão letal de gás ocorrida no lago Nyos é um caso relativamente raro na longa lista de catástrofes vulcânicas. Este lago localiza-se numa cratera que integra uma zona com vulcões na África Ocidental, vários deles ativos nos últimos 10 milhões de anos. No dia 21 de agosto de 1986, repentinamente, toneladas de gás CO_2 e SO_2 emanaram da superfície do lago. Mais pesados que o ar, estes gases tóxicos espalharam-se silenciosa e rapidamente vale abaixo, encapsulando três vilas nas proximidades do vulcão. Em menos de 10 minutos, 1.700 habitantes e 3.000 animais morreram sufocados pela falta de oxigênio.

Uma ocorrência semelhante, porém de menor magnitude, aconteceu em 1984 no lago Monoun, distante 120 km do lago Nyos, causando a morte de 37 pessoas, mas pouca importância foi dada então ao fato. Relatos da época mencionaram que este primeiro desastre foi precedido por um ruído semelhante ao de um avião ao aterrissar, acompanhado por um sismo. Possivelmente, este sismo causou uma mudança repentina no substrato do lago, permitindo a emissão gasosa letal, descrita pelos sobreviventes como tendo amargor e acidez. Os corpos encontrados apresentavam queimaduras e estavam espalhados nas áreas mais baixas ao redor do lago, confirmando que a nuvem muito densa propagou-se próximo ao chão. Imagina-se que as queimaduras tenham sido causadas pelo ácido sulfúrico, uma vez que o odor característico foi similar ao do lago Nyos. Possivelmente, a emanação de CO_2 foi acompanhada ainda de outros gases, como o ácido sulfídrico (H_2S), denunciado pelo odor característico de ovo cozido descrito pelos sobreviventes.

A teoria mais aceita sobre a catástrofe do Lago Nyos admite uma infiltração de águas da estação muito chuvosa nas proximidades da cratera. Esta água foi aquecida pelo magma ascendente e, ao se vaporizar, liberou gases subterrâneos, diretamente no substrato submerso da cratera. Os cientistas alertam que a recorrência de emissões gasosas na região, bem como a atividade sísmica freqüente, podem estar prenunciando uma futura "bomba geológica vulcânica", ainda mais porque centenas de lagos como os de Nyos e Monoun existem na região.

das profundezas do vulcão, que ascendeu através de fissuras da rocha. Sua alta concentração no solo matou as raízes das árvores. A região tem grande afluxo de turistas, que desfrutam da beleza cênica e praticam esportes de inverno. Por isso, os geólogos continuam a monitorar o vulcão, uma vez que o CO_2, por ser mais denso que o ar, pode se acumular em bancos de neve, depressões e áreas com baixa ventilação como cabines, tendas e casas (Fig. 17.67).

17.6 Vulcanismo e seus Benefícios

As milhares de mortes e os danos materiais causados pelo vulcanismo contrapõem-se aos seus benefícios, a exemplo dos recursos minerais de origem hidrotermal, como também os bilhões de toneladas de lava e cinza vulcânica que são transformados, ao longo do tempo, em solos muito férteis, por conta da presença de nutrientes como Fe, S, Na e K e ainda outros, como na ilha vulcânica de Java. Outros produtos de erupções podem ser utilizados comercialmente como aditivos ao cimento, abrasivos, como ingredientes da indústria farmacêutica e na produção de sabão e materiais de limpeza.

O aproveitamento de campos geotérmicos ilustra também outra importante contribuição do vulcanismo (Cap. 22), ainda mais por ser uma fonte energética inesgotável na escala humana de tempo. A existência desses campos se dá nas proximidades de corpos ígneos subsuperficiais, em meio a rochas com alta porosidade e permeabilidade, situação essa que favorece a circulação de grandes quantidades de água subterrânea. O enorme calor associado ao processo magmático aquece a água eventualmente aprisionada nas rochas encaixantes, devido a camadas rochosas impermeáveis sobrepostas. Desse modo, campos geotérmicos subsuperficiais com fluidos superaquecidos (água e vapor, ou somente vapor) são formados, os quais, uma vez perfurados, permitem o escape extremamente veloz dos fluidos. Estes fluidos podem girar turbinas e gerar energia elétrica, a qual é considerada "limpa" em comparação com a termoeléctrica e nuclear.

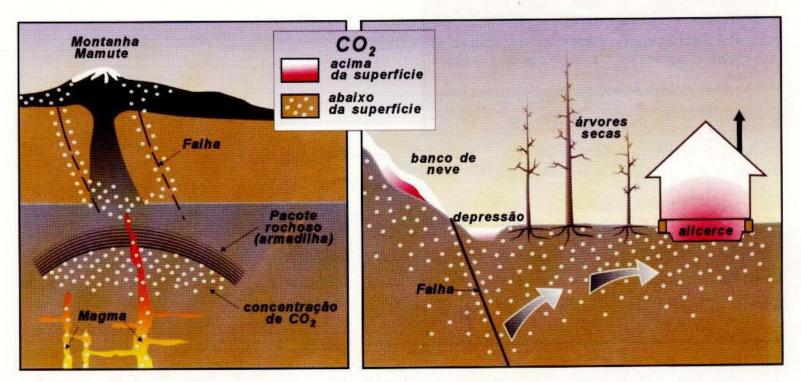



Fig. 17.67 Ilustração da emissão de gás CO_2 na montanha Mammoth (Califórnia). O magma em ascensão causa rupturas na rocha, propiciando a liberação de grandes volumes de gás. Estes, ao alcançarem o solo, matam as raízes das árvores. Existe risco potencial de acúmulo do CO_2 em depressões e áreas pouco ventiladas, pela sua maior densidade em relação ao ar.

Leituras recomendadas

DANIELS, G.G.(ed.). *Planet Earth – Volcano.* Chicago: Time-life Books, 1983.

DECKER, R. & DECKER B. *Volcanoes.* New York: Freeman and Company, 1998.

FREETH, S. J. & KAY, R. L. F.. *The Lake Nyos Gas Disaster.* Nature, 1987, vol. 325.

PICCIRILLO, E. M. & MELFI, A. J. (eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin.* São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, USP/PADCT, 1988.

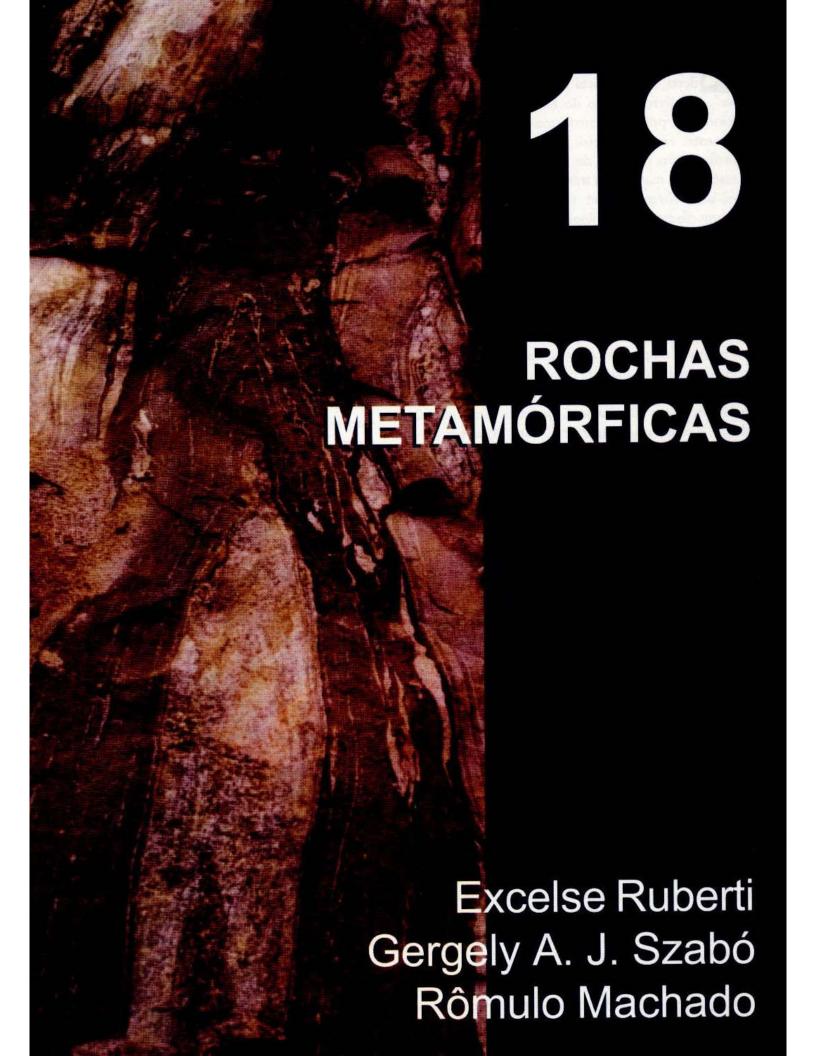
PRESS, F. & SIEVER, R. *Understanding Earth.* New York: Freeman and Company, 1998.

SIGURDSSON, H.; SIGURDSSON, H.; HAUGHTON, B. (eds.). New York: *Encyclopedia of Volcanoes.* Academic Press, 1999.

TUNNICLIFFE, *Hydrothermal-Vent Communities of the Deep Sea.* American Scientist, 1980, vol. 80.

VINK, G.; MORGAN, J.; VOGT, P. *The Earth's Hot Spots.* Scientific American, vol. 252, n. 4, 1985.

WEINER, F. *Planeta Terra.* São Paulo: Martins Fontes, 1988.

18
ROCHAS METAMÓRFICAS
Excelse Ruberti
Gergely A. J. Szabó
Rômulo Machado

A transformação de uma lagarta em crisálida e desta em borboleta denomina-se "metamorfose". No livro famoso de Kafka, *Metamorfose*, o personagem principal transforma-se, de maneira inquietante, em um inseto. Metamorfose significa transformação, mudança de forma, sem que se perca a essência da matéria em transformação (nos dois casos, uma forma de ser vivo em outra forma). Metamorfismo, em Geologia, define o conjunto de processos pelos quais uma determinada rocha é transformada, através de reações que se processam no estado sólido, em outra rocha, com características distintas daquelas que ela apresentava antes da atuação do metamorfismo. Estas modificações implicam mudanças na estrutura, textura, composição mineralógica ou mesmo composição química da rocha, que ocorrem geralmente de maneira combinada. O campo dos processos metamórficos é delimitado, por um lado, pelos processos diagenéticos, de baixa temperatura, de até aproximadamente 250°C (Cap. 14) e, por outro, pelo início da fusão de rochas a altas temperaturas (Cap. 16), conforme ilustrado na Fig. 18.1. As rochas, a partir das quais se originam as **rochas metamórficas**, são chamadas de **protolitos**, e sua identificação tem grande importância em estudos geológicos.

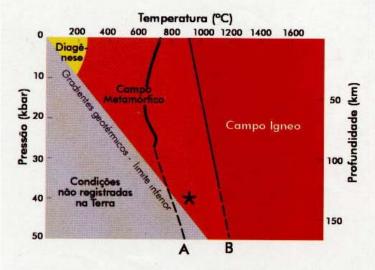



Fig. 18.1 O campo do metamorfismo em diagrama P x T. O asterisco indica as condições de pressão mais elevada registradas em rochas atualmente expostas à superfície da crosta terrestre. A – curva de fusão para granitos sob condições hidratadas ($P_{tot}=P_{H_2O}$); B – curva de fusão para granitos sob condições anidras ($P_{H_2O}=0$).

Os processos metamórficos ocorrem, em geral, associados aos processos tectônicos (Cap. 6). Os locais mais importantes são as margens continentais convergentes, onde se desenvolvem as grandes cadeias de montanhas, como os Andes, as Rochosas ou os Himalaias, ou os arcos de ilha, como o arquipélago do Japão. Rochas metamórficas são constituintes predominantes nestas grandes estruturas lineares, principalmente nas suas partes centrais, na forma de extensas faixas, denominadas **cinturões metamórficos**, muitas vezes intimamente associadas a rochas magmáticas plutônicas. Rochas metamórficas desenvolvem-se também nas proximidades das dorsais meso-oceânicas, ao redor de corpos ígneos intrusivos, ao longo de grandes zonas de falhas ou ainda nas crateras de impacto de meteoritos.

Processos tectônicos provocam modificações nas condições físico-químicas às quais os protolitos estavam submetidos. Isto conduz ao reequilíbrio dessas rochas através de reações metamórficas, que modificam a composição mineralógica e promovem reorganização estrutural e textural. Os principais parâmetros físicos envolvidos no metamorfismo são a temperatura e a pressão. Com o aumento da temperatura, por exemplo, os argilominerais das rochas sedimentares são substituídos por micas e outros silicatos aluminosos e a textura sedimentar clástica de um arenito poroso é recristalizada para uma textura em mosaico, onde desaparecem os espaços vazios entre os grãos (Fig. 18.2).

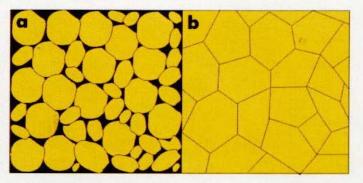



Fig. 18.2 Arenito com textura sedimentar clástica bem selecionada, poroso e com grãos de quartzo arredondados (a) e o seu equivalente metamórfico, um quartzito (b), com textura granoblástica em mosaico (poligonizada), onde os grãos de quartzo preenchem todo o espaço, tocando-se através de contatos retos que fazem junções de 120° entre si.

Leito dobrado de anfibolito intercalado a ortognaisses migmatíticos (MG). Foto: G. A. J. Szabó.

Rochas metamórficas podem preservar algumas das características originais dos protolitos, como composição química, estruturas primárias ou núcleos remanescentes de minerais envoltos por auréolas de minerais neoformados. Pode-se dizer que as características primárias que sobrevivem aos processos metamórficos constituem uma memória passada das rochas metamórficas, essencial para a identificação do protolito. Por outro lado, a assembéia mineral e as texturas geradas pelo metamorfismo correspondem a uma memória recente. Através do estudo desta assembléia mineral e texturas, podem-se estabelecer as condições físico-químicas que atuaram durante o metamorfismo e reconstituir o processo evolutivo dessas rochas.

18.1 Evolução Histórica dos Estudos Sobre Metamorfismo

Os processos metamórficos ocorrem no âmago da crosta e sua atuação é portanto inacessível à observação direta. É por esta razão que o seu estudo desenvolveu-se tardiamente, de maneira mais completa apenas na segunda metade do século XX. Antes disto, o estudo do metamorfismo limitava-se a deduções feitas a partir do mapeamento minucioso de algumas regiões onde as rochas metamórficas afloravam de maneira mais evidente.

As primeiras observações se devem a Giovanni Arduino nos Alpes italianos, em 1779, quando encontrou evidências de repetidas movimentações da superfície, levando à deformação das camadas e à transformação de calcário em **mármore**, num processo que ele denominou "metamorfose". Quase simultaneamente, Hutton reconheceu que alguns **micaxistos** na Escócia representavam folhelhos modificados no interior da crosta devido ao aumento de pressão e temperatura. Em 1830, Charles Lyell introduziu o termo "metamorfismo". Em 1877, Harry Rosenbusch estudou as rochas formadas na auréola metamórfica ao redor de uma intrusão granítica. George Barrow, em 1893, definiu a distribuição de minerais indicativos do aumento da intensidade do metamorfismo de folhelhos nas Terras Altas (*Highlands*) da Escócia.

As idéias modernas sobre o metamorfismo começaram com os estudos de Viktor Goldschmidt, desenvolvidos na primeira década do século XX na Noruega, em auréolas de **metamorfismo de contato** ao redor de pequenos corpos de sienitos e granitos. Ele verificou que os minerais das rochas metamórficas se associam de acordo com determinadas combinações e não ao acaso. Além disso, investigou as condições de formação de wollastonita nestas rochas pela reação:

$CaCO_3$ (calcita, Cal) + SiO_2 (quartzo, Qtz) = $CaSiO_3$ (wollastonita, Wo) + CO_2 (fase fluida) (Fig. 18.3), através de cálculos baseados em métodos termodinâmicos. Na mesma linha de pesquisa, Pentti Eskola estudou os terrenos metamórficos da Finlândia, aplicando princípios de equilíbrio químico em associações minerais, que refletem as condições de temperatura e pressão atuantes durante o metamorfismo.

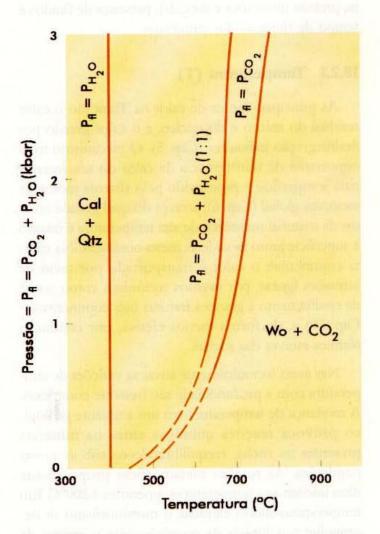



Fig. 18.3 Diagrama das curvas de equilíbrio no campo P x T para formação de wollastonita em rochas carbonáticas silicosas pela reação $CaCO_3$ (calcita - Cal) + SiO_2 (quartzo - Qtz) = $CaSiO_3$ (wollastonita - Wo) + CO_2 (fase fluida), sob condições de fase fluida hidratada ($P_{fl}=P_{H_2O}$), mista ($P_{fl}=P_{H_2O}+P_{CO_2}$, 1:1) e carbônica ($P_{fl}=P_{CO_2}$).

O grande avanço no entendimento dos processos metamórficos ocorreu na segunda metade do século XX, a partir de experimentos laboratoriais com materiais crustais sob condições de temperatura e pressão elevadas. As características termodinâmicas da cristalização de minerais e de suas associações em equilíbrio tornaram-se conhecidas e técnicas analíticas sofisticadas desenvolvidas para determinações do quimismo e idade de minerais e rochas permitiram a modelagem da evolução de terrenos metamórficos.

18.2 Fatores Condicionantes do Metamorfismo

Os fatores principais que controlam os processos metamórficos são: natureza do protolito, temperatura, pressão (litostática e dirigida), presença de fluidos e tempo de duração dos processos.

18.2.1 Temperatura (T)

As principais fontes de calor na Terra são o calor residual do manto e do núcleo, e o calor gerado por desintegração radioativa (Cap. 5). O mecanismo mais importante de transferência de calor do seu interior para a superfície é promovido pelo sistema motor da tectônica global (Cap. 6), através do qual grande volume de material mantélico de alta temperatura é trazido à superfície junto às cadeias meso-oceânicas. Na crosta continental, o calor é transportado por meio de intrusões ígneas, por eventos tectônicos como zonas de cisalhamento e grandes fraturas (*rifts* continentais – Cap. 19) e, de forma menos efetiva, por condução térmica através das rochas.

Nas áreas tectonicamente ativas as varições de temperatura com a profundidade são bastante complexas. A mudança de temperatura em um ambiente geológico provoca reações químicas entre os minerais presentes na rocha, reequilibrando-os sob as novas condições. As reações metamórficas propriamente ditas iniciam-se a temperaturas superiores a 200°C. Em temperaturas muito elevadas o metamorfismo se desenvolve nos limites da transição para o campo de geração das rochas ígneas, quando então ocorrem processos de fusão parcial, que originam rochas mistas denominadas **migmatitos** (Fig. 18.4). Estas rochas apresentam porções metamórficas, recristalizadas em estado sólido, e porções ígneas, cristalizadas a partir do material fundido.

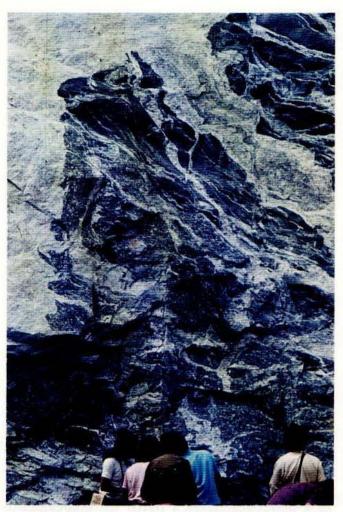



Fig. 18.4 Migmatito: rocha mista, com feições metamórficas (estrutura gnáissica, bandamento) interdigitadas com feições ígneas (bolsões e veios graníticos). Foto: R. N. Rüegg.

As oscilações térmicas existentes na crosta terrestre devem-se ao fluxo de calor da Terra, que é variável nos distintos ambientes tectônicos, sendo maior na crosta continental quando comparado a crostas oceânicas mais antigas. Os valores de fluxo de calor mais elevados foram medidos em crostas oceânicas jovens (<40 Ma). Como regra, a temperatura aumenta com a profundidade, segundo uma razão denominada gradiente geotérmico (Cap. 5). Em geral, os gradientes geotérmicos na crosta variam entre 15 e 30°C/km, podendo ocorrer gradientes anômalos entre 5°C e 60°C/km. Essas variações dependem das fontes de calor e seus mecanismos de transferência para a superfície. Por exemplo, nas áreas de cadeias de montanhas jovens, o gradiente geotérmico mais elevado é devido à rápida exumação (soerguimento e erosão) dessas regiões, expondo rochas mais "quentes" à superfície antes que o seu calor possa se dissipar em profundidade.

18.2.2 Pressão (P)

As pressões atuantes na crosta podem ser dos tipos litostática (ou confinante) e dirigida. A pressão litostática atua à semelhança da pressão hidrostática, onde um corpo mergulhado em água recebe o mesmo módulo de pressão em todas as direções, variando de intensidade com a profundidade. A intensidade da pressão litostática é função da coluna de rochas sobrejacente e da densidade destas rochas, sendo definida pela equação:

$$P_l = dgh$$

onde P_l é a pressão litostática, *d* a densidade das rochas, *g* a aceleração da gravidade e *h* a profundidade considerada. Em geologia, as unidades de pressão mais utilizadas são bárias (bar) ou kilobárias (kbar) e, mais recentemente, pascais (Pa) ou giga-pascais (GPa). Em rochas sem a presença de um fluido intersticial, a pressão litostática é transmitida através dos contatos entre os minerais. A presença de fase fluida intersticial implica um componente de pressão que atua no sentido contrário, tendendo a aliviar a pressão litostática e favorecendo o desenvolvimento de fraturas.

Em regiões profundas (35-40 km) da crosta as rochas são submetidas a pressões confinantes da ordem de 10 a 12 kbar, ou seja: cerca de 10.000 a 12.000 vezes a pressão atmosférica na superfície. Em alguns ambientes geológicos as rochas podem ser submetidas a pressões muito elevadas, superiores a 18 ou 20 kbar, e mesmo que sejam posteriormente expostas à superfície pela erosão, preservarão as assembléias mineralógicas geradas sob aquelas condições. Estas rochas, porém, são raras à superfície, e constituem importantes registros dos processos tectônicos. Conforme a intensidade da pressão litostática podem-se definir os regimes báricos de baixa, média e alta pressão.

A pressão litostática, por ter intensidade uniforme em todas as direções, não causa deformação mecânica acentuada durante o metamorfismo. A pressão dirigida, por sua vez, é produzida pela movimentação das placas litosféricas e atua de forma vetorial, produzindo tensões e deformações. Durante o metamorfismo, a deformação mecânica das rochas exerce grande influência na geração de texturas e estruturas orientadas e na migração de fluidos. Em conseqüência da deformação, os minerais com estrutura em folha, tais como as micas e cloritas, se desenvolvem orientados segundo direção perpendicular à de máxima pressão, originando rochas tipicamente foliadas, como os micaxistos (Fig. 18.5). Quando a pressão dirigida prevalece, os processos de deformação se tornam mais intensos, dando origem às rochas miloníticas e cataclásticas das zonas de cisalhamento, como será visto mais adiante.

18.2.3 Fluidos

As transformações mineralógicas que ocorrem durante o metamorfismo se desenvolvem no estado sólido. No entanto, sistemas metamórficos contêm uma fase fluida, constituída sobretudo por H_2O e/ou CO_2, cuja existência pode ser constatada pela presença de minerais hidratados (micas, anfibólios, cloritas) e/ou de carbonatos na maioria das rochas metamórficas. Além disso, os minerais podem conter diminutas inclusões fluidas (diâmetro$<10^{-2}$ mm) que representam amostras do fluido presente durante a sua cristalização (Fig. 18.6).

A pressão de fluidos (P_{fl}) é a pressão exercida pelos fluidos intersticiais aos minerais e pode equiparar-se à pressão litostática ($P_{fl} = P_{lit}$ ou P_{tot}), ser inferior ou superior à mesma. No último caso, se a pressão de fluidos superar a resistência mecânica da rocha, ocorrerá fraturamento e perda dos fluidos através das fraturas.

Fig.18.5 Muscovita-biotita xisto (micaxisto) com estrutura xistosa e textura lepidoblástica. Petúnia, MG. Foto: G. A. J. Szabó.

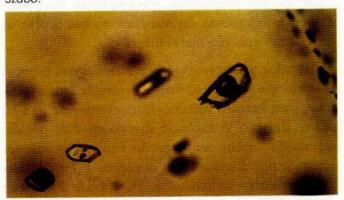



Fig. 18.6 Inclusões fluidas em água-marinha. A inclusão maior é bifásica, aquosa-carbonosa (H_2O-CO_2), com uma bolha de CO_2 (gasoso) em meio à água líquida, e tem comprimento de aproximadamente 100 mm. Fotomicrografia: R. M. S. Bello.

Este processo é importante para a formação de depósitos minerais onde os minérios se concentram em veios. A pressão de fluidos interfere nos processos termodinâmicos do sistema, como temperatura de equilíbrio das reações entre os minerais, bem como no estado de valência de elementos químicos (reações de oxi-redução) e, conseqüentemente, na natureza da assembléia mineral resultante. A presença de fluidos acelera as reações metamórficas, facilitando a migração dos elementos. A composição do fluido muda constantemente durante o processo metamórfico, com trocas de elementos entre o fluido e os minerais recém-formados. Em rochas pobres em fluidos ($P_{fl} << P_{tot}$) as reações metamórficas são lentas porque toda migração dos elementos se faz por difusão iônica em meio sólido, através dos retículos cristalinos dos minerais, dificultando o processo de transporte de componentes químicos.

18.2.4 Tempo

O tempo é um fator importante no metamorfismo, mas de difícil aferição na prática. Em muitos casos, reações metamórficas se processam de maneira relativamente lenta em resposta às mudanças das condições físicas, formando-se associações minerais e texturas "mistas", que registram toda a série de mudanças que a rocha sofreu adaptando-se continuamente às novas condições. Contudo, a velocidade com que essas mudanças ocorrem é muito variável e, em outras situações, as condições metamórficas variam de forma suficientemente lenta para que as reações metamórficas se completem, produzindo rochas que registram apenas um determinado instante – aquele que as modificou por último – do regime metamórfico. Em geral, as rochas registram, de maneira mais eficaz, as condições metamórficas mais intensas a que foram submetidas, porém às vezes este registro é obliterado por reequilíbrios sob condições mais brandas, em conseqüência do resfriamento que ocorre ao final de um episódio metamórfico.

Estudos geocronológicos e modelagens teóricas baseadas em regimes termais atuantes na crosta mostram, para terrenos metamórficos, eventos de 10 a 50 Ma de duração. A evolução metamórfica de um determinado terreno ao longo do tempo costuma ser retratada por diagramas, ou caminhos P-T-t (pressão - temperatura - tempo - Fig. 18.7), onde a variação das condições metamórficas é expressa com base na pressão litostática (geralmente, com $P_{lit}=P_{fl}$) e temperatura (T) ao longo de um caminho que indica a evolução temporal (t) desses parâmetros.

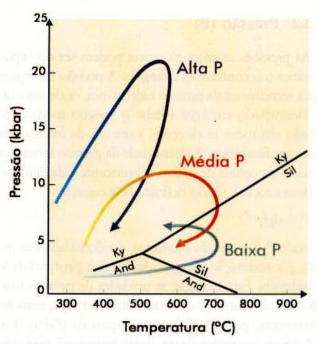



Fig. 18.7 Exemplos de possíveis caminhos P-T-t para metamorfismo regional de alta, média e baixa pressão. Notar que os caminhos de alta e média pressão exemplificam desenvolvimento no sentido horário, enquanto o caminho de baixa pressão, neste exemplo, segue sentido anti-horário.

18.3 Processos Físico-químicos do Metamorfismo

18.3.1 Metamorfismo isoquímico x metassomatismo

Um dos problemas fundamentais da Petrologia Metamórfica é definir se uma determinada rocha sofreu ou não modificações na sua composição química durante o metamorfismo. Há duas situações extremas: na primeira, a rocha pode se comportar como um sistema fechado, sem ganho nem perda de constituintes químicos ou, na segunda, ser submetida a variações composicionais intensas. No primeiro caso, considera-se que o metamorfismo foi isoquímico; no segundo, o processo é denominado **metassomatismo**. Para efeitos práticos, pode-se assumir que a maioria dos ambientes metamórficos comporta-se como sistema parcialmente aberto, ocorrendo trocas livres de fluidos com o meio, porém com variações desprezíveis para os demais constituintes químicos. Esta premissa tem se mostrado satisfatória para a maioria dos casos, porém é preciso estar sempre atento, pois podem ocorrer variações composicionais significativas entre o protolito e a rocha metamórfica resultante.

18.3.2 Paragêneses minerais

A assembléia mineral em equilíbrio de uma rocha chama-se sua **paragênese mineral**. Nas rochas metamórficas, a identificação desta "assembléia mineral em equilíbrio" nem sempre é imediata: nas assembléias minerais naturais, o desequilíbrio é a regra. No entanto, as relações texturais permitem reconhecer as "tendências de equilíbrio" mesmo se este equilíbrio não tiver sido atingido plenamente. Os trabalhos experimentais complementam as observações feitas em assembléias naturais, permitindo assim identificar paragêneses ideais.

Rochas de composições químicas equivalentes podem apresentar assembléias minerais distintas em função da variação dos fatores atuantes durante o metamorfismo. Como exemplo, uma rocha metamórfica A exibindo uma assembléia mineral com clorita + epídoto + actinolita (anfibólio cálcico ferro-magnesiano) + albita tem a mesma composição química que outra rocha B, constituída de plagioclásio + granada + hornblenda (anfibólio cálcico ferro-magnesiano aluminoso), diferindo entretanto pelo conteúdo em água, mais alto para a rocha A. Os estudos experimentais revelam que a assembléia da rocha B equilibrou-se em temperaturas relativamente altas, enquanto a de A em temperaturas mais baixas. Portanto, um mesmo protolito gerou duas paragêneses distintas em função das diferentes condições de metamorfismo.

18.3.3 As reações metamórficas

A transformação de um protolito no seu equivalente metamórfico acontece através de reações metamórficas, que ocorrem para reduzir a energia livre do sistema (da rocha em transformação) frente às condições físico-químicas modificadas. Vários tipos de reações são possíveis: a) envolvendo apenas fases sólidas, sem geração ou consumo de fase fluida; b) entre minerais e uma fase fluida, produzindo assembléias hidratadas e/ou carbonatadas; c) assembléias previamente hidratadas gerando assembléias anidras e uma fase fluida rica em H_2O; e assim por diante. A reação de formação da wollastonita a partir de quartzo e calcita, previamente apresentada (Fig. 18.3) é um exemplo de reação com devolatilização, no caso, decarbonatação.

Um exemplo de reação metamórfica com desidratação é a reação do argilomineral caolinita com quartzo para formar a mica branca pirofilita (Fig. 18.8), que acontece logo no início do metamorfismo de rochas pelíticas:

$Al_2Si_2O_5(OH)_4$ (Kln-caolinita) + 2 SiO_2 (Qtz-quartzo) = $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ (Prl-pirofilita) + H_2O (fase fluida).

Com o incremento do grau metamórfico, a pirofilita atinge seu limite máximo de estabilidade, ocorrendo então sua "quebra" segundo a reação:

$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ (Prl-pirofilita) = Al_2SiO_5 (aluminossilicato: And-andaluzita ou Ky-cianita) + SiO_2 (Qtz-quartzo) + H_2O (fase fluida).

O aluminossilicato formado nesta reação dependerá das condições de pressão: sob pressões relativamente baixas (< 2,5 kbar), será a andaluzita, e sob pressões mais altas, a cianita (Fig. 18.9). Juntamente com a sillimanita, estável a temperaturas mais elevadas, estes minerais constituem um trio de polimorfos (minerais com mesma composição, mas com estruturas cristalinas distintas – Cap. 2) muito importante na interpretação das condições reinantes em terrenos metamórficos (Fig. 18.8).

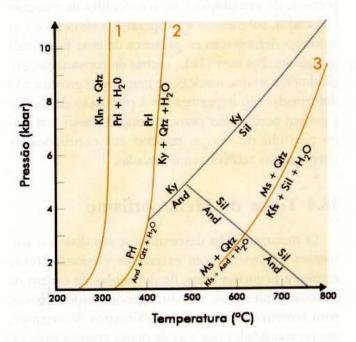



Fig. 18.8 Curvas de equilíbrio no espaço P x T para as reações: (1) $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ (Kln-caolinita) + 2 SiO_2 (Qtz-quartzo) = $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ (Prl-pirofilita) + H_2O (fase fluida), (2) $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ (Prl-pirofilita) = Al_2SiO_5 (aluminossilicato: And-andaluzita ou Ky-cianita) + SiO_2 (Qtz-quartzo) + H_2O (fase fluida), e (3) $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ (Ms-muscovita) + SiO_2 (Qtz-quartzo) = $KAlSi_3O_8$ (Kfs-feldspato potássico) + Al_2SiO_5 (aluminossilicato: Ky-cianita ou Sil-sillimanita) + H_2O (fase fluida), com indicação dos campos de estabilidade e curvas de equilíbrio para os polimorfos Al_2SiO_5: andaluzita, cianita e sillimanita.

Fig. 18.9 Cianita-muscovita-biotita xisto, com porfiroblastos de cianita em matriz lepidoblástica. Lapônia, Finlândia. Foto: G. A. J. Szabó.

A cinética das reações depende de uma série de fatores: a natureza da assembléia mineral original e da sua textura, a presença de uma fase fluida e da sua composição, a temperatura e pressão, e a deformação que a rocha sofre durante o metamorfismo. As reações se processam de maneira mais eficiente em rochas porosas, de granulação fina, constituídas de minerais hidratados, submetidas a temperaturas elevadas e que sofreram deformação na presença de uma fase fluida abundante. Por outro lado, rochas de constituição originalmente anidra, maciças, de granulação grossa e não deformadas são impermeáveis à circulação de fluidos e podem permanecer praticamente imutáveis por longo período de tempo mesmo em condições de temperaturas relativamente elevadas.

18.4 Tipos de Metamorfismo

O metamorfismo desenvolve-se em diversos ambientes na crosta, com extensões variáveis: desde restrito a pequenas áreas, de dimensões da ordem de poucos centímetros, até abrangendo grandes faixas, com centenas a milhares de quilômetros de extensão, em profundidades que vão de níveis crustais mais rasos até os mais profundos. Esta grande diversidade pode, porém, ser sistematizada em alguns poucos cenários, estabelecidos com base nos seguintes fatores essenciais:

a. os principais parâmetros físicos envolvidos;

b. o mecanismo responsável pela conjunção desses parâmetros;

c. a localização e extensão na crosta terrestre;

d. os tipos de rochas metamórficas que se formam.

Tradicionalmente, são identificados, com base nesses fatores, três cenários ou tipos de metamorfismo fundamentais: **regional** ou **dinamotermal**, **de contato** ou **termal**, e **dinâmico** ou **cataclástico**. Foram reconhecidos, porém, outros tipos de metamorfismo, que podem em parte confundir-se com os três já mencionados, mas que apresentam combinações de fatores suficientemente particulares para serem considerados à parte. Destes, podem-se mencionar os metamorfismos de soterramento, hidrotermal, de fundo oceânico e de impacto. Os diferentes tipos de metamorfismo são descritos a seguir, de maneira sucinta.

18.4.1 Metamorfismo regional ou dinamotermal

Desenvolve-se em extensas regiões e alcança níveis profundos da crosta, relacionado geralmente a cinturões orogênicos nos limites de placas convergentes (Fig. 18.10a). As transformações metamórficas se processam pela ação combinada da temperatura, pressão litostática e pressão dirigida, que persistem durante centenas de milhares a alguns milhões de anos. O fluxo de calor pode ser muito intenso, com gradientes geotérmicos elevados, de até 60°C/km. Os protolitos são fortemente deformados (dobrados e falhados – Cap. 19), ao mesmo tempo que sofrem recristalização, formando novas texturas e assembléias minerais estáveis nas novas condições. As rochas metamórficas resultantes (**ardósias**, **filitos**, **xistos**, **gnaisses**, **anfibolitos**, granulitos, migmatitos) apresentam geralmente estrutura foliada.

O metamorfismo regional é responsável pela formação da grande maioria das rochas metamórficas na crosta da Terra e freqüentemente está associado a expressivos volumes de rochas graníticas. No decorrer deste tipo de metamorfismo desenvolvem-se seqüências de zonas de minerais e texturas que são estabilizadas em condições físicas de pressão e temperatura crescentes com a profundidade, definindo o que se chama de metamorfismo regional progressivo. Em geral, temperatura e pressão aumentam de maneira concomitante: zonas mais profundas apresentam assembléias minerais desenvolvidas sob condições de temperatura e pressão elevadas (650 a 750°C e 8 a 10 kbar), ocorrendo o inverso para zonas mais rasas. Há, no entanto, algumas situações de metamorfismo regional em que as relações entre pressão litostática e temperatura são anômalas, como nos terrenos de alta pressão,

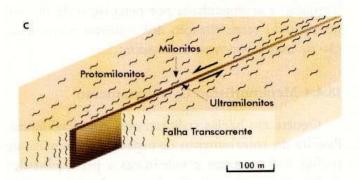
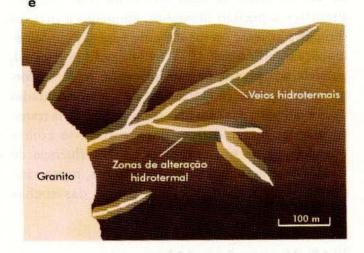
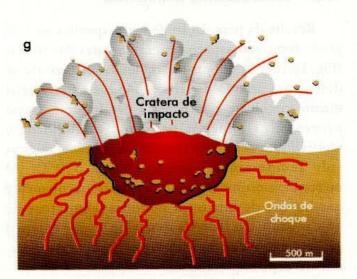
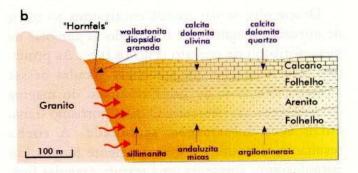
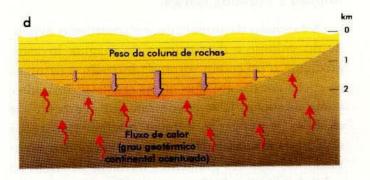
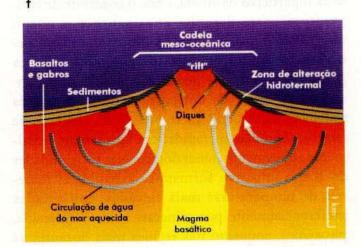



Fig. 18.10 Representação esquemática dos diferentes tipos de metamorfismo: a) Metamorfismo regional ou dinamotermal; b) Metamorfismo de contato ou termal; c) Metamorfismo dinâmico ou cataclástico; d) Metamorfismo de soterramento; e) Metamorfismo hidrotermal; f) Metamorfismo de fundo oceânico; g) Metamorfismo de impacto.

onde a pressão litostática é sobremaneira elevada, alcançando valores da ordem de 15 a 20 kbar, às vezes sob condições de temperatura relativamente baixas, ou nos terrenos de baixa pressão, em regiões de acentuado gradiente geotérmico, onde as rochas podem ser submetidas a temperaturas elevadas sob condições de pressão litostática relativamente baixa, da ordem de 2 a 3 kbar.

18.4.2 Metamorfismo de contato ou termal

Desenvolve-se nas rochas encaixantes ao redor de intrusões magmáticas, formando as auréolas de metamorfismo de contato (Fig. 18.10b). As principais transformações metamórficas geradas nessas auréolas devem-se ao calor emanado do magma durante o seu resfriamento. O metamorfismo transcorre sem deformação acentuada. A rocha resultante, denominada genericamente *hornfels* (ou cornubianito), apresenta uma textura granular fina, isótropa e estrutura maciça.

A extensão da auréola de metamorfismo depende do volume e da natureza do magma invasor, gradiente térmico em torno da intrusão e natureza da rocha encaixante. Em níveis crustais profundos, como as rochas já se encontram sob temperaturas elevadas, o gradiente térmico resultante ao redor de corpos magmáticos intrusivos será pouco acentuado. Os maiores gradientes térmicos ocorrem ao redor de corpos intrusivos nos níveis intermediários e mais superficiais da crosta, onde o contraste de temperatura entre a rocha encaixante e o corpo magmático é mais acentuado. No contato com pequenos corpos intrusivos rasos, como *sills* e diques (Cap. 16), a auréola é geralmente centimétrica, enquanto ao redor de um corpo com diâmetro da ordem de alguns quilômetros pode ter centenas de metros. Auréolas metamórficas apresentam geralmente zoneamento mineralógico. Nas proximidades do corpo intrusivo formam-se assembléias minerais de temperaturas mais elevadas, constituídas preferencialmente por minerais anidros (granada, piroxênio), enquanto nas regiões mais distantes as assembléias são constituídas por minerais geralmente hidratados (micas, principalmente), estáveis a temperaturas mais baixas.

18.4.3 Metamorfismo cataclástico ou dinâmico

Desenvolve-se em faixas longas e estreitas nas adjacências de falhas ou zonas de cisalhamento, onde pressões dirigidas de grande intensidade causam movimentação e rupturas na crosta (Fig.18.10c). A energia mecânica envolvida produz intensa cominuição dos minerais na zona de maior movimentação, reduzindo a granulação das rochas em escalas diversas e deformando-as com intensidade variável. O metamorfismo dinâmico provoca transformações texturais e estruturais, como microbandamento ou laminações. Nos níveis superficiais das zonas de cisalhamento, as deformações são mais do tipo rúptil (Cap. 19) e os minerais são fragmentados ou mesmo pulverizados. Em zonas de cisalhamento mais profundas, devido às condições de pressão litostática e temperatura elevadas, os minerais passam a comportar-se de forma dúctil, sofrendo forte deformação plástica e estiramento. Sob estas condições, a cominuição se dá por recristalização dinâmica em vez de, simplesmente, por fragmentação mecânica. Em muitos casos, a deformação é acompanhada por percolação de fluidos, provocando recristalização dos minerais e cristalização de minerais novos, hidratados.

18.4.4 Metamorfismo de soterramento

Ocorre em bacias sedimentares em subsidência. Resulta do soterramento de espessas seqüências de rochas sedimentares e vulcânicas a profundidades onde a temperatura pode chegar a 300°C ou mais, devido ao fluxo de calor na crosta (Fig. 18.10d). Prevalece a pressão litostática, enquanto a pressão dirigida é ausente ou insuficiente para causar deformações significativas. Uma sutil foliação horizontal, paralela aos planos de estratificação, pode se formar pela cristalização incipiente de micas, orientadas devido ao peso das camadas sobrejacentes. As transformações metamórficas desenvolvem-se com a cristalização de novos minerais sob influência de fluidos intergranulares dos sedimentos, preservando contudo a textura e a estrutura das rochas originais.

18.4.5 Metamorfismo hidrotermal

Resulta da percolação de águas quentes ao longo de fraturas e espaços intergranulares das rochas (Fig. 18.10e). É um processo metassomático que se desenvolve através das trocas iônicas entre a água quente circulante e as paredes das fraturas. Nesse processo, os minerais perdem a estabilidade e recristalizam-se em novas assembléias mineralógicas sob temperaturas entre 100 a 370°C. O metamorfismo hidrotermal ocorre freqüentemente nas bordas de intrusões graníticas, em áreas de vulcanismo basáltico submarino e em campos geotermais, sendo um importante processo gerador de depósitos minerais.

18.4.6 Metamorfismo de fundo oceânico

Ocorre nas vizinhanças dos *rifts* das cadeias meso-oceânicas, onde a crosta recém-formada e quente interage com a água fria do mar através de processos metassomáticos e metamórficos termais (Fig. 18.10f). A água aquecida carregando íons dissolvidos percola as rochas básicas e ultrabásicas da litosfera oceânica segundo um movimento convectivo, removendo ou precipitando elementos e provocando sensíveis mudanças químicas. Pode ser considerado um tipo particular de metamorfismo hidrotermal, em escala muito ampla.

18.4.7 Metamorfismo de impacto

De extensão reduzida na crosta terrestre, desenvolve-se em locais submetidos ao impacto de grandes meteoritos (Fig. 18.10g). A energia do impacto é dissipada na forma de ondas de choque, que fraturam e deslocam as rochas formando a cratera de impacto, e de calor (com temperaturas que alcançam até 5.000°C), que vaporiza o meteorito e funde as rochas. As ondas de choque são transmitidas através das rochas em frações de segundo, produzindo pressões elevadas (da ordem de até 1.000 kbar) que reequilibram os minerais quase instantaneamente, transformando o quartzo nos seus polimorfos de alta pressão, stishovita e coesita. O metamorfismo de impacto é possivelmente um processo difundido em muitos corpos planetários marcados por grandes crateras, como a Lua. Na Terra, um exemplo deste processo é o Meteor Crater no Arizona, Estados Unidos, onde o impacto de um meteorito nos arenitos cretáceos gerou uma cratera, ou astroblema, com 1,2 km de diâmetro e 200 m de profundidade. Estruturas semelhantes são conhecidas também no Brasil, como o Domo de Araguainha em Goiás, ou a estrutura de Colônia, na parte sul do município de São Paulo (Cap. 23).

18.5 Sistemática do Estudo Geológico de Terrenos Metamórficos

Rochas metamórficas são produto de uma combinação de fatores. Qualquer rocha sedimentar, ígnea ou metamórfica, representa um potencial protolito para a geração de nova rocha metamórfica. A atuação dos fatores responsáveis pelo metamorfismo sobre a grande variedade de protolitos em combinações e intensidades diversas resulta em um universo complexo e de difícil sistematização.

Felizmente, alguns tipos de rochas são mais freqüentes na crosta e o metamorfismo se desenvolve segundo padrões repetitivos. Assim, é possível correlacionar entre si rochas de composição similar de terrenos metamórficos distintos. As variações sistemáticas na composição mineralógica, textura e estrutura das rochas metamórficas podem ser seguidas de maneira mais ou menos contínua em muitos terrenos. Adicionalmente, estudos experimentais permitem reconstituir as condições sob as quais se desenvolvem as reações metamórficas e analisar as variações das assembléias minerais, além de fornecer dados termodinâmicos para a modelagem teórica dessas transformações.

Tanto em auréolas de contato, quanto em áreas de metamorfismo regional, as variações nas paragêneses minerais acontecem de modo transicional. Essas variações servem de base para a sistematização do mapeamento destes terrenos: procuram-se definir faixas, ou zonas, onde o metamorfismo atuou sob as mesmas condições, correlacionando-as entre si, de modo a definir o padrão de variação do metamorfismo.

18.5.1 Grau metamórfico

A intensidade do metamorfismo é referida tradicionalmente como **grau metamórfico**: alto grau implica condições enérgicas, de altas temperaturas, enquanto baixo grau define condições brandas, de temperaturas mais baixas. Entre os dois extremos, encontra-se o metamorfismo de médio grau. Fala-se ainda em grau incipiente quando as condições metamórficas foram muito brandas, no limiar entre diagênese e metamorfismo.

18.5.2 Minerais-índice, isógradas e zonas metamórficas

Deve-se a Barrow o reconhecimento de que determinados minerais desenvolvem-se de forma seqüenciada em rochas pelíticas submetidas a metamorfismo progressivamente mais intenso (Fig. 18.11). Estes minerais, denominados **minerais-índice**, são, na ordem de aparecimento: clorita, biotita, granada (almandínica), estaurolita, cianita, sillimanita. A linha definida pelos locais do primeiro aparecimento de cada um deles no terreno denomina-se a sua **isógrada**, que separa faixas de disposição mais ou

menos paralela, as **zonas metamórficas**, denominadas sempre pelo mineral da isógrada anterior. Assim, a zona da clorita inicia-se na isógrada da clorita, e termina na isógrada da biotita, onde o mineral-índice aparece pela primeira vez. Nesta isógrada inicia-se a zona da biotita, que segue até o primeiro aparecimento da granada almandínica, na isógrada da granada. Desta isógrada em diante fala-se na zona da granada, e assim por diante. É importante notar que, ao iniciar-se uma nova zona metamórfica, o mineral-índice da zona anterior não desaparece necessariamente: a biotita, por exemplo, persiste através da zona da granada, da estaurolita e da cianita, alcançando até a zona da sillimanita.

Fig. 18.11 Mapa geológico esquemático da região estudada por Barrow nas Terras Altas (*Highlands*) da Escócia oriental, com as isógradas minerais e zonas metamórficas.

18.5.3 Fácies metamórficas

Assembléias minerais características definem as variações do grau metamórfico, essencialmente em função da temperatura e pressão ($P_{tot} = P_{H_2O}$). Com base nesse princípio, Eskola estabeleceu o fato de que rochas de mesma composição, mas de terrenos distintos, apresentarão paragêneses similares quando submetidas a metamorfismo sob condições idênticas. Rochas com paragêneses desenvolvidas sob mesmas condições são referidas como pertencentes a uma mesma **fácies metamórfica**. Eskola denominou as fácies segundo as paragêneses observadas em rochas metabásicas, uma vez que são constituintes freqüentes dos terrenos metamórficos. As principais fácies metamórficas encontram-se situadas no campo P x T na Fig. 18.12. Algumas das características mais importantes de cada fácies são descritas sucintamente a seguir:

Fig. 18.12 A distribuição das principais fácies metamórficas no espaço P x T.

a) Fácies de Grau Incipiente, ou Sub-Xisto Verde (Fácies da Zeólita e Fácies da Prehnita – Pumpellyita). São representadas pelas primeiras assembléias desenvolvidas no metamorfismo de soterramento de rochas vulcânicas e sedimentares (basaltos, vidros vulcânicos, grauvacas). Em profundidades de poucos quilômetros, desenvolvem-se zeólitas (fácies zeólita), particularmente a laumontita, juntamente com outros minerais de baixa temperatura: clorita, quartzo, albita, carbonatos. Aumentando o grau metamórfico, laumontita desaparece e formam-se prehnita e pumpellyita (fácies prehnita - pumpellyita).

b) Fácies Xisto Verde – é uma fácies de baixo grau de metamorfismo que se desenvolve em cadeias de montanha fanerozóicas, áreas de escudos pré-cambrianos e no assoalho oceânico. Os minerais característicos são albita, epídoto, clorita, fengita e actinolita (anfibólio). Na transição para as fácies de grau incipiente, a fácies xisto verde é marcada pela presença de epídoto em lugar da pumpellyita; e na transição para a fácies xisto azul (ver abaixo), pela pre-

sença de actinolita (anfibólio cálcico ferro-magnesiano) em lugar de glaucofânio (anfibólio sódico).

c) Fácies Anfibolito – é caracterizada por paragêneses cristalizadas em gradiente geotérmico moderado, sob condições de grau metamórfico intermediário a alto. Em rochas básicas, a paragênese diagnóstica é constituída de hornblenda (anfibólio cálcico ferro-magnesiano aluminoso) e plagioclásio, este com teor de anortita tipicamente superior a 20%, caracterizando os **anfibolitos** (item 18.7.2). Rochas pelíticas apresentam abundante muscovita, biotita e granada (almandina). Cianita e estaurolita são minerais diagnósticos, estáveis nas condições de metamorfismo intermediárias da fácies. Nos limites superiores da fácies anfibolito, a muscovita, em presença de quartzo, torna-se instável, produzindo feldspato potássico e sillimanita.

d) Fácies Granulito – ocorre principalmente em áreas de escudos pré-cambrianos e representa as condições mais altas de pressão e temperatura normalmente encontradas em metamorfismo progressivo de pressão intermediária. Hornblenda e biotita desaparecem paulatinamente e as rochas tornam-se desidratadas. O limite inferior da fácies granulito é marcada pela aparição de ortopiroxênio em rochas metabásicas e metapelíticas e de olivina em mármores magnesianos silicosos. Quartzo e calcita reagem formando wollastonita (Fig. 18.3).

e) Fácies Hornblenda Hornfels – desenvolve-se em condições de pressão baixa, principalmente em auréolas de metamorfismo de contato ao redor de corpos intrusivos como gabros e granitos. Em rochas pelíticas, distingue-se pela cristalização abundante de cordierita e rara de granada e pelo aparecimento de andaluzita em lugar da cianita.

f) Fácies Piroxênio Hornfels – é representada pelas paragêneses cordierita + ortopiroxênio + feldspato potássico + plagioclásio + quartzo (em metapelitos) ou ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo (em rochas metabásicas). Ocorre nas zonas internas, de temperaturas mais elevadas, de auréolas de contato.

g) Fácies Xisto Azul – é marcada por assembléias contendo minerais de alta densidade (lawsonita e aragonita) e de baixa temperatura (clorita), indicando ambientes de pressão elevada e temperatura baixa. As rochas são constituídas de combinações variadas de lawsonita, aragonita, piroxênio rico em Na e glaucofânio (anfibólio sódico) com minerais da fácies xisto verde (clorita e albita). É encontrada em regiões de subducção jovens como no Japão e Nova Caledônia.

h) Fácies Eclogito – é caracterizada por assembléias minerais desenvolvidas sob condições de pressões muito elevadas (> 12 kbar) e altas temperaturas, possivelmente em placas oceânicas transportadas para o manto em zonas de subducção.

18.6 Mineralogia, Texturas e Estruturas de Rochas Metamórficas

18.6.1 Mineralogia de rochas metamórficas

A composição mineralógica de uma rocha metamórfica depende da natureza do seu protolito e das condições metamórficas sob as quais foi gerada. Rochas metamórficas podem ser monominerálicas, como muitos **quartzitos** e mármores. Rochas metapelíticas apresentam grandes quantidades de micas (biotita, muscovita) em sua composição, além de minerais ricos em alumínio. Destes, os mais importantes são pirofilita, clorita, cloritóides, granadas, estaurolita, o trio de aluminossilicatos polimórficos constituído pela andaluzita, cianita (Fig. 18.9) e sillimanita, e cordierita. Sob condições de alto grau metamórfico muscovita é consumida na presença de quartzo, formando-se feldspato potássico em seu lugar, segundo a reação (Fig. 18.8):

$KAl_3Si_3O_10(OH)_2$ (Ms-muscovita) + SiO_2 (Qtz-quartzo) = $KAlSi_3O_8$ (Kfs-feldspato potássico) + Al_2SiO_5 (aluminossilicato: Ky-cianita ou Sil-sillimanita) + H_2O (fase fluida)

Em rochas metabásicas, a riqueza em anfibólios caracteriza as paragêneses sob condições de baixo a médio grau metamórfico, sendo substituídos pelos piroxênios no alto grau. Rochas carbonáticas magnesianas, com argilominerais e quartzo na sua constituição, produzem assembléias minerais variadas, com diopsídio, tremolita (respectivamente piroxênio e anfibólio de Ca e Mg), talco, olivina, wollastonita, granada e plagioclásio cálcico, entre outros, em função das proporções entre os constituintes químicos (fundamentalmente CaO, SiO_2, MgO e Al_2O_3) e do grau metamórfico. Em rochas ultramáficas, ricas em MgO, as assembléias minerais mais hidratadas, de baixo grau, são dominadas por minerais do grupo das serpentinas, talco e clorita, enquanto os anfibólios tremolita e

antofilita, os piroxênios diopsídio e enstatita, e olivina dominam as paragêneses de médio e alto grau metamórfico.

18.6.2 Texturas em rochas metamórficas

As texturas das rochas metamórficas desenvolvem-se por **blastese**, que implica nucleação e crescimento mineral no estado sólido. Por esta razão, o radical "blasto" é utilizado para designar texturas metamórficas. Texturas granulares isótropas, sem predomínio de uma ou outra dimensão nos minerais, são denominadas **granoblásticas**. Esta textura pode desenvolver-se na forma de mosaicos, caracterizando a textura granoblástica poligonizada, onde os grãos adquirem dimensões similares entre si, com interfaces retas e junções tríplices (Figs. 18.2 e 18.13).

Rochas com predomínio de minerais micáceos orientados, como muscovita, biotita ou clorita, apresentam **textura lepidoblástica** (Figs. 18.5, 18.9 e 18.14). Quando os minerais orientados forem prismáticos, como anfibólios e piroxênios, a textura é referida como **nematoblástica**. Algumas espécies minerais podem destacar-se no tamanho por pelo menos uma ordem de grandeza: neste caso, são denominados **porfiroblastos** (Fig. 18.14) e o conjunto de granulação mais fina que os cerca, de matriz. Os vários tipos de textura podem ocorrer combinados: pode-se falar, por exemplo, de um granada anfibolito porfiroblástico com matriz nematoblástica, ou de uma textura lepido-granoblástica, quando há uma quantidade menor de minerais micáceos orientados em meio a minerais granulares. Em rochas que sofreram intenso cisalhamento ocorre uma forte cominuição, ou redução granulométrica, gerando texturas granoblásticas ou lepido-granoblásticas muito finas. Alguns minerais são mais resistentes a esse processo, e tendem a preservar dimensões mais avantajadas em

Fig. 18.13 Hornblenda (h) em anfibolito, com textura granoblástica poligonizada. Alpinópolis, MG. Foto: G. A. Szabó.

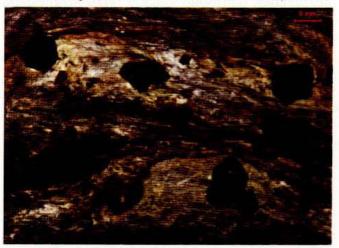



Fig. 18.14 Granada-clorita xisto. Porfiroblastos de granada em matriz lepidoblástica. Mariana, MG. Foto: G. A. J. Szabó.

Fig.18.15 Porfiroclastos de feldspato em milonito de granito. Foto: G. A. Szabó.

meio à matriz de granulação reduzida: são denominados porfiroclastos (Fig. 18.15), e apresentam geralmente contornos lenticulares, com a foliação da matriz amoldando-se ao seu redor.

18.6.3 Estruturas metamórficas

As estruturas de rochas metamórficas fornecem importantes informações sobre o processo metamórfico. Rochas geradas sem a atuação de pressão dirigida apresentam estrutura maciça, ou preservam vestígios das estruturas primárias dos protolitos. Quan-

do as paragêneses metamórficas são formadas durante a atuação de pressão dirigida, as rochas adquirem estruturas orientadas e desenvolvem foliações de diversos tipos. Rochas com foliação definida pela orientação de minerais placóides (micas, clorita, talco) ou prismáticos (anfibólios) apresentam **estrutura xistosa** (Figs. 18.5, 18.9 e 18.14). Quando a foliação é incipiente, definida pela orientação de minerais micáceos finos, a rocha apresenta uma fissilidade denominada clivagem ardosiana. Por sua vez, gnaisses desenvolvem orientação dos feldspatos e quartzo, seus constituintes fundamentais, definindo a foliação ou **estrutura gnáissica** (Fig. 18.16). Outra feição comum em gnaisses é o bandamento, que resulta da presença de faixas de coloração alternadamente mais clara – mais escura, ora mais contínuas, nítidas, ora descontínuas e difusas (Fig. 18.17). Em migmatitos, as estruturas gnáissica e bandada adquirem aspecto freqüentemente caótico, interdigitadas em escala variável com material quartzo-feldspático em veios ou bolsões (Fig. 18.4), configurando uma ampla variedade de estruturas conhecidas como estruturas migmatíticas.

Fig. 18.16 Ortognaisse com foliação gnáissica em evidência. Foto: R. N.Rüegg.

Fig. 18.17 Biotita-anfibólio gnaisse bandado. Foto: G. A. J. Szabó.

18.7 Nomenclatura de Rochas Metamórficas

Dar nome às rochas metamórficas é uma tarefa difícil. A grande variabilidade mineralógica, textural e estrutural, fruto da combinação dos diversos fatores envolvidos na sua gênese, impossibilita o estabelecimento de um critério de classificação expedito para elas. Enquanto algumas vezes as feições adquiridas durante o processo metamórfico prevalecem, outras vezes persistem as feições herdadas dos protolitos. A mesma rocha pode apresentar-se com texturas e paragêneses diversas quando submetida a condições metamórficas variáveis. Dessa maneira, os critérios de nomenclatura adotados podem variar em vista do contexto dentro do qual se deseja referir uma determinada rocha ou conjunto de rochas. O prefixo "meta" pode ser utilizado, como em metabasalto ou metagrauvaca, ou pode-se falar de rochas metapelíticas, metacarbonáticas ou metabásicas, quando se deseja realçar a natureza dos protolitos. Quando for importante destacar as condições metamórficas, pode-se designar as rochas coletivamente de "rochas de fácies xisto verde", ou "de baixo grau metamórfico", "de alta pressão", e assim por diante.

O critério de nomenclatura mais adotado, essencialmente petrográfico, combina estruturas e composição mineralógica. Assim, surgem os termos fundamentais ardósia, filito, xisto, gnaisse, mármore, anfibolito e quartzito, utilizados como nomes-raiz que podem ser complementados com informações adicionais julgadas relevantes, como presença de minerais diagnósticos ou feições específicas.

A composição mineralógica dá importantes informações sobre as condições metamórficas sob as quais se formou uma determinada rocha. Tradicionalmente, listam-se os minerais volumetricamente mais representativos (com freqüência superior a 5%) em ordem crescente de abundância antes do nome-raiz, separados entre si por hífen, que deve ser evitado após o último mineral, mais abundante, que precede imediatamente o nome-raiz. Minerais cuja presença se deseja destacar, mas que ocorram em quantidade subordinada, devem ser acrescentados após o nome-raiz precedidos da palavra "com". Desta maneira, um gra-

nada-biotita-quartzo-muscovita xisto porfiroblástico com estaurolita significa que muscovita é o mineral volumetricamente mais importante, seguida, em ordem decrescente, por quartzo, biotita e granada, além de estaurolita, esta em pequena quantidade, porém importante porque sua presença indica condições de fácies anfibolito. À textura porfiroblástica, considerada relevante, é também acrescentada o nome da rocha.

18.7.1 Ardósias, filitos, xistos e gnaisses

Ardósia é uma rocha metassedimentar de baixo grau metamórfico e granulação muito fina, indistinta, constituída de muscovita, clorita e quartzo. Pode preservar a estratificação sedimentar, e apresenta clivagem ardosiana, reconhecida pelo brilho sedoso das micas, quer paralelamente à superfície de estratificação, quer ao longo de planos de foliação oblíquos. Sua resistência mecânica é superior à dos folhelhos dos quais se originou. Com aumento do grau metamórfico, transforma-se gradativamente em filito, constituído também de muscovita, clorita e quartzo, porém com uma granulação mais desenvolvida, e uma foliação metamórfica pervasiva, cujas superfícies apresentam-se sedosas a prateadas, freqüentemente onduladas.

O aumento progressivo do grau metamórfico leva à transformação dos filitos em micaxistos (Figs. 18.5, 18.9 e 18.14), com muscovita, clorita e/ou biotita em palhetas bem visíveis e iso-orientadas. Além do crescimento mais acentuado dos minerais micáceos, podem desenvolver-se andaluzita, cloritóides, granadas (Fig. 18.14), estaurolita, cianita (Fig. 18.9), sillimanita ou cordierita em função do grau metamórfico.

Rochas de origem metassedimentar, com estrutura xistosa de composição pelítica ou psamo-pelítica (argilosa ou areno-argilosa) podem ser denominadas genericamente micaxistos quando sua composição é predominantemente micácea. Rochas de origem ígnea básicas ou ultrabásicas também podem ostentar estrutura xistosa, como os "xistos verdes", constituídos de clorita, actinolita, epídoto e albita, ou anfibólio xistos e talco xistos.

O nome-raiz gnaisse é reservado para rochas constituídas predominantemente por feldspatos e quartzo, com no mínimo 20% de feldspato em volume (Figs. 18.16 e 18.17). A estrutura bandada é comum em gnaisses: algumas classificações chegam a considerá-la essencial para a sua definição. De maneira mais abrangente, porém, é a composição quartzo-feldspática e a foliação gnáissica que os caracterizam. Gnaisses originados de rochas graníticas são designados ortognaisses: o prefixo orto designa rochas metamórficas de protolito ígneo. Gnaisses podem também ser originados pelo metamorfismo progressivo de micaxistos, quando então são ricos em quartzo, e podem conter granada, cordierita, cianita ou sillimanita, ou de arcóseos (arenitos feldspáticos) ou grauvacas (rochas sedimentares arenosas ricas em argilominerais). Quando originados do metamorfismo de rochas sedimentares, são denominados paragnaisses: o prefixo para designa rochas metamórficas de protolito sedimentar.

18.7.2 Quartzitos, mármores, talco xistos, serpentinitos e anfibolitos

A composição mineralógica é o critério essencial para a nomenclatura de algumas rochas, principalmente as monominerálicas. Quartzitos, originados do metamorfismo de arenitos, são constituídos por quartzo (Fig. 18.18). Mármores, originados de calcários, são constituídos por carbonatos (Fig. 18.19) e podem ser bandados ou maciços. Freqüentemente contêm minerais

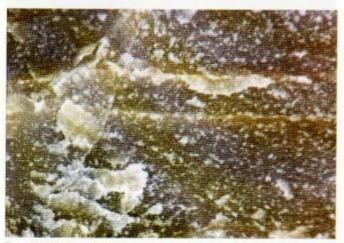



Fig. 18.18 Quartzito com estrutura maciça. Foto: G. A. J. Szabó.

Fig. 18.19 Mármore calcítico puro. Foto: G. A. J. Szabó.

acessórios como tremolita e diopsídio (respectivamente, anfibólio e piroxênio de Ca e Mg), olivina, wollastonita, talco, principalmente quando o protolito tiver sido um calcário dolomítico silicoso. Rochas constituídas por talco são designadas esteatitos quando maciças, ou talco xistos, quando foliadas. De maneira similar, rochas constituídas predominantemente por minerais do grupo da serpentina são chamadas de serpentinitos. Anfibolitos são originados do metamorfismo de rochas ígneas básicas, como basaltos e gabros (ortoanfibolitos) ou, menos freqüentemente, de margas, que são rochas sedimentares mistas, carbonáticas e argilosas (para-anfibolitos). Em ambos casos, são rochas maciças a foliadas, com texturas granoblásticas a grano-nematoblásticas, constituídas de proporções variáveis de plagioclásio e anfibólio verde (actinolita ou hornblenda), que podem conter ainda granada, quartzo, biotita ou epídoto.

18.7.3 Rochas cataclásticas: brechas de falha, cataclasitos e milonitos

Rochas cataclásticas correspondem a uma categoria especial de rochas metamórficas formadas pela atuação combinada da fragmentação (cataclase) e recristalização (blastese) dos minerais durante o metamorfismo dinâmico. As rochas cataclásticas podem ser divididas em dois grupos: um com estrutura não orientada e outro com estrutura orientada (Tabela 18.1).

Tabela 18.1 Classificação simplificada de rochas cataclásticas.

Estrutura	Nome	Componentes Matriz %	Fragmentos/ porfiroclastos	Condições (deformação e temperatura)	Profundidade aproximada
Não orientada	Brechas de falha	> 30%	> 5 mm	Rúptil < 250°	1-4 km
	Cataclasitos	50–90 %	< 0,2 mm		4-10 km
Orientada	Milonitos		> 0,2 mm	Dúctil >250°	> 10 km

O primeiro grupo engloba as brechas de falha e **cataclasitos** e o segundo, os **milonitos** (Figs. 18.15 e 19.24 a e b). São comuns transições entre esses dois grupos e variações internas em cada um deles. Cataclasitos são rochas coesivas, sem estrutura de fluxo, afaníticas, formadas em condições de deformação rúptil ou rúptil-dúctil. Por outro lado, brechas de falha são rochas sem coesão primária, caracterizadas por fragmentos angulosos de tamanhos variáveis em uma matriz fina com aspecto de farinha. Milonitos são rochas coesivas de granulação fina e estrutura foliada, formadas em condições dúcteis, e caracterizadas pela presença de porfiroclastos que se destacam na matriz fina. Os milonitos fazem parte da série milonítica, onde protomilonito e ultramilonito aparecem como termos extremos. A separação é feita com base na relação entre porfiroclastos e matriz: nos protomilonitos, a proporção de matriz é inferior a 50%, nos milonitos, entre 50 e 90%, enquanto nos ultramilonitos é superior a 90%.

18.8 Rochas Metamórficas e a Tectônica Global

No cenário da Tectônica Global, rochas metamórficas podem ser formadas em três grandes ambientes em limites de placas convergentes: a) nas zonas de subducção; b) nas de colisão; c) no fundo oceânico, na região das dorsais meso-oceânicas. Destes, o metamorfismo de fundo oceânico já foi discutido no item 18.4.6.

18.8.1 Metamorfismo em zonas de subducção

A Fig. 18.20 mostra o padrão de distribuição das isotermas em um zona de subducção. Nota-se que essas linhas acompanham a geometria da placa oceânica descendente e da cunha mantélica na placa continental

adjacente (Cap. 6). Na região da fossa, elas seguem em profundidade com uma geometria em forma de "ponta de lápis" paralela ao plano de subducção e retornam para cima com um forte degrau inverso em direção à placa superior. Esta geometria em degraus se deve ao contraste de temperatura entre as rochas "frias" da placa oceânica descendente e a cunha mantélica quente em ascensão, esta última a fonte principal de calor para o metamorfismo dos basaltos e sedimentos em subducção. O patamar exibido pelas curvas acima da fossa (parte superior da placa continental) é devido ao magmatismo produzido pela fusão parcial do manto e da base da crosta continental (Cap. 16). Nesta região, desenvolvem-se terrenos metamórficos de baixa pressão e alto gradiente geotérmico.

Fig. 18.20 Padrão das isotermas em uma zona de subducção.

A velocidade da subducção é um parâmetro determinante do tipo de metamorfismo, se de alta pressão (e baixa temperatura), onde aparecem os xistos azuis, ou de baixa pressão (e alta temperatura), quando então aparecem os xistos verdes, associados a anfibolitos e gnaisses. São ainda parâmetros importantes, entre outros, a inclinação do plano de subducção, a idade da crosta oceânica subductada, o regime tectônico reinante (se compressivo ou extensional), o grau geotérmico (alto ou baixo), a pressão de fluidos e o tipo e natureza da margem continental envolvida no processo de subducção (Cap. 6).

18.8.2 Metamorfismo em zonas de colisão continental

Durante o processo de colisão continental (Cap. 6), as isotermas são modificadas e elevadas na crosta, passando a ter um disposição que é função do espessamento crustal e da tectônica envolvida na formação da cadeia de montanha. Este espessamento crustal ocorre principalmente na parte superior da crosta continental. Como esta camada da crosta possui densidade menor que a crosta oceânica em subducção, ela tende sempre a "flutuar". Em regiões de colisão continental envolvendo grandes massas de rochas, como nos Himalaias, onde a placa da Índia colide com a placa da Ásia, ocorre a inversão das isotermas, com rochas de mais alto grau metamórfico sendo colocadas sobre rochas de mais baixo grau. Em alguns casos, a diferença térmica entre os dois níveis superpostos – níveis "mais quentes" sobre níveis "mais frios" – é suficiente para produzir um tipo especial de metamorfismo conhecido como metamorfismo inverso. O efeito produzido nesse tipo de metamorfismo é semelhante ao de um "ferro-de-engomar", onde uma superfície mais quente desliza sobre uma superfície mais fria. Assim, em uma seção estratigráfica, podem ocorrer rochas metamórficas de mais alto grau, como gnaisses e migmatitos, sobrepostas a rochas de mais baixo grau, como xistos e filitos.

Leituras recomendadas

BEST, M.G. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York: W. H. Freeman, 1982.

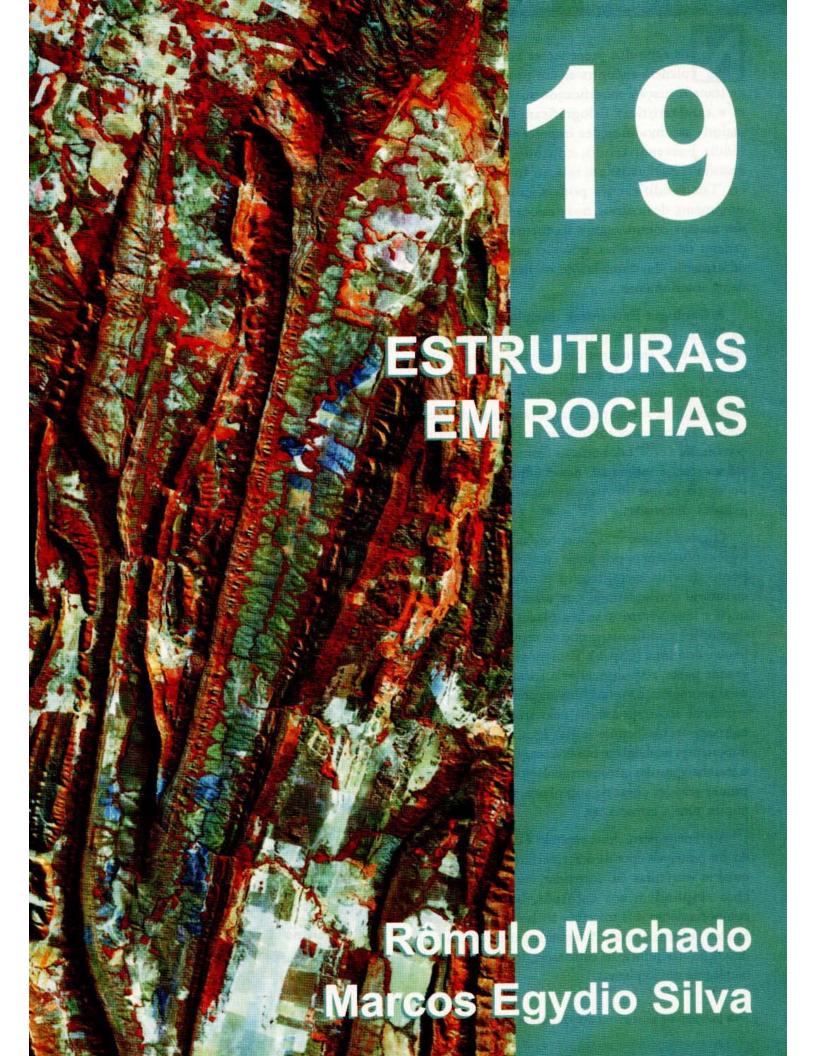
BUCHER, K.; FREY, M. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 6th Ed. (Complete Revision of Winkler's Textbook). Berlin: Springer-Verlag, 1994.

PRESS, F.; SIEVER, R. *Understanding Earth* (2nd Edition). New York: W. H.Freeman, 1998.

SKINNER, B. J.; PORTER, S. C. *Physical Geology*. New York: John Wiley & Sons. 1987.

WINKLER, H. G. F. *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. (Tradução de Burger Jr.). Porto Alegre (RS): Edgard Blücher/UFRS, 1977.

YARDLEY, B.W. D. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. (Tradução de Fuck, R. A.). Brasília: Ed. UnB, 1994.

19
ESTRUTURAS
EM ROCHAS
Rômulo Machado
Marcos Egydio Silva

Nos capítulos precedentes vimos que nosso planeta encontra-se em processo contínuo de transformação, modificando sua forma, estrutura e características fisiográficas. Em sua grande maioria são modificações imperceptíveis pela existência humana, sendo, contudo, significativas quando consideradas em relação ao tempo geológico. Tais modificações podem então resultar no surgimento de oceanos, nos deslocamentos de grandes massas continentais e na formação de grandes cadeias de montanhas, que são acompanhadas da deformação das camadas de rochas, como já estudado anteriomente.

A **Geologia Estrutural**, disciplina das Ciências da Terra, estuda os processos deformacionais da litosfera e as estruturas decorrentes dessas deformações. Investiga, de maneira detalhada, as formas geométricas que se desenvolvem em decorrência do dinamismo de nosso planeta, abrangendo da escala microscópica à macroscópica; portanto, deformações desde a escala dos cristais formadores de rochas até a escala continental, neste último caso voltando-se ao exame do deslocamento de blocos de grandes dimensões.

O estudo e reconhecimento das estruturas geológicas possuem importância científica e prática. Do ponto de vista científico, os estudos em geologia estrutural têm mostrado que nosso planeta é dinâmico e que vivemos sobre placas litosféricas de dimensões continentais, que se movem de maneira lenta e contínua (Cap. 6). Esta movimentação é, em grande parte, responsável pela formação das estruturas geológicas. Do ponto de vista prático, muitas destas estruturas são responsáveis pelo armazenamento de hidrocarbonetos (petróleo e gás), água, minérios etc. São importantes também em obras de engenharia civil, onde o levantamento das estruturas geológicas constitui a base para as grandes obras de engenharia, como barragens, pontes, túneis, estradas etc.

A primeira parte deste capítulo é dedicada ao estudo dos principais tipos de deformação e processos pelos quais as estruturas são formadas, isto é, como as rochas respondem aos esforços, baseando-se no comportamento dos materiais rochosos e seus mecanismos deformacionais. A segunda parte contém uma descrição das principais estruturas, formadas pela dinâmica de nosso planeta.

19.1 Princípios Mecânicos da Deformação

Por que as deformações ocorrem? Esta é uma questão que tem instigado os cientistas desde o século XVIII. Com base na observação, eles concluíram que as rochas sedimentares eram depositadas originalmente como camadas horizontais em fundos de lagos, rios e oceanos. Contudo, questionavam como essas camadas eram modificadas de sua posição original, passando a ser inclinadas e deformadas. Qual o tipo de força que poderia deformar uma rocha dura e resistente? Seriam essas deformações relacionadas a um processo maior do planeta? Só recentemente, no final da década de 1960, com o advento da tectônica de placas, é que os avanços no conhecimento geológico permitiram que os cientistas chegassem à conclusão de que essas deformações eram o resultado de movimentos entre as placas litosféricas, à semelhança de outros fenômenos, tais como terremotos e vulcanismo.

Antes de iniciar o estudo descritivo das principais estruturas geológicas conhecidas, serão discutidos os principais tipos de processos que conduzem à deformação dos corpos rochosos.

19.1.1 Processos deformacionais: conceitos básicos

Um corpo rígido rochoso, uma vez submetido à ação de esforços, qualquer que seja a causa, pode sofrer modificações em relação à sua posição, por translação e/ou rotação (Figs. 19.1a e 19.1c), ou em relação a sua forma, por dilatação e/ou distorção (Figs. 19.1a e 19.1d).

No conjunto, considera-se que o corpo sofreu uma deformação, resposta das rochas submetidas a esforços, os quais são gerados por forças.

Os conceitos de força e esforço são considerados básicos em Geologia Estrutural, pois estão diretamente relacionados com a formação das estruturas geológicas. Para compreender os processos mecânicos envolvidos na dinâmica de nosso planeta, é necessário antes conhecermos os conceitos de força e esforço.

Força é definida, classicamente, como uma entidade física que altera, ou tende a alterar, o estado de repouso de um corpo ou o seu movimento retilíneo

Imagem de satélite mostrando dobras na Faixa Paraguaia, na região de Cáceres, oeste de Cuiabá, MT.

uniforme. Esta definição refere-se à primeira lei de Newton. Em relação à sua segunda lei, Newton observou que a aceleração de um objeto é diretamente proporcional à força resultante que atua sobre o corpo e inversamente proporcional a sua massa – expresso, matematicamente, pela equação:

$$\mathbf{F} = \mathbf{m\ a} \qquad (19.1)$$

O newton (N), a unidade básica de força no Sistema Internacional (MKS), é a força necessária para imprimir aceleração de $1m/.s^2$ em um corpo de 1kg de massa. No sistema CGS, a unidade básica de força chama-se dina, que é a força necessária para imprimir aceleração de 1 cm/s^2 a um corpo com massa de 1 grama.

Descrever a magnitude de uma força, seja em newton ou em dina, não é suficiente para definir força. Forças são entidades vetoriais, sendo necessária a especificação de sua direção e sentido. A caracterização das propriedades vetoriais da força utiliza-se, por sua vez, dos princípios de Álgebra Vetorial.

Uma força, vertical **F**, atuando sobre um plano inclinado θ graus em relação a um plano horizontal, pode ser decomposta em um componente vertical, denominado força normal **Fn** e outro componente paralelo ao plano, denominado força cisalhante **Fs**, sendo que **Fn** = **F** cosθ e **Fs** = **F** senθ (Fig. 19.2a).

Consideram-se dois tipos fundamentais de forças que afetam os corpos geológicos: forças de corpo (ou de volume) e forças de contato (ou de superfície). As forças de volume atuam sobre a massa de um corpo como um todo, a exemplo das forças gravitacional e eletromagnética. As forças de contato atuam empurrando ou puxando determinado corpo ao longo de uma superfície imaginária, como uma fratura.

Quando uma força **F** atua sobre uma superfície, tem-se uma outra entidade físico-matemática denominada **esforço**. Isto significa que a magnitude do esforço não é simplesmente função da força **F**, mas se relaciona também com a área sobre a qual essa força atua, ou seja, esforço é a relação entre força e área:

$$\sigma = \frac{F}{A} \qquad (19.2)$$

No Sistema Internacional costumamos quantificar o esforço em termos da força e área (Newton/m^2) caraterizando a unidade **Pascal**. Devido a pequena magnitude desta unidade comparada à magnitude dos esforços que atuam em nosso planeta, o Pascal é normalmente empregado precedido de um prefixo como quilo, mega ou giga. Outra unidade de esforço utilizada em Geologia é o **bar**, que equivale a 10^5 Pa. Pressões elevadas no interior da Terra são freqüentemente dadas em kbar, sendo que 1kbar corresponde a 100MPa.

Para melhor ilustrar a importância do assunto, será utilizado um caso não geológico, que exemplifica a estratégia utilizada para resgatar um patinador de gelo que se exercitava num lago

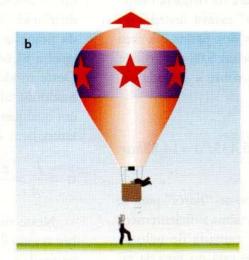
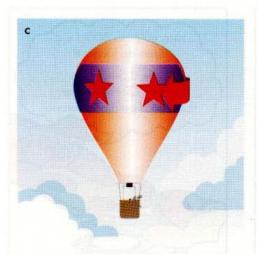



Fig. 19.1 Movimentos básicos devido à ação de esforços: (a) Dilatação - variação de volume; (b) Translação - mudança de posição; (c) Rotação - variação de orientação; (d) Distorção - mudança de forma.

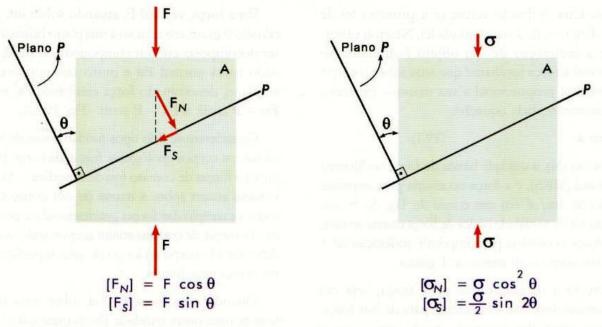



Fig. 19.2 Ilustração mostrando a decomposição de uma força F e esforço σ sobre um plano inclinado (P) de θ graus em relação ao plano A.

congelado (Fig. 19.3). Em razão do "peso" do patinador (77 kg), houve a ruptura da delgada camada de gelo do lago. Este "peso" estava distribuído uniformemente sobre as lâminas dos patins e a área de contato com o gelo era de apenas 5,08 cm², o que significa que o esforço atuando sobre a delgada camada de gelo era

$$\sigma = \frac{F}{A} = \frac{77kgx9{,}8m.s^{-2}}{5{,}08x10^{-4}\,m^2} = 1.485.433Pa = 14{,}85bar$$

A Figura 19.3 mostra que o nosso "herói" para se aproximar da vítima, utilizou uma tábua suficientemente larga, evitando assim que a camada de gelo se rompesse. A explicação para isso está no fato da tábua apresentar uma maior superfície, fazendo com que o esforço exercido sobre a camada de gelo fosse distribuído numa área maior, senão vejamos: o "peso" da prancha somado ao "peso" do nosso "herói" é igual a 81,64kg, com a área da tábua de 5.486,4 cm². Deste modo, o peso do homem passou a ser distribuído de tal maneira que a concentração do esforço, em qualquer ponto sob a tábua, é bem menor, e, portanto, bem abaixo da resistência à ruptura do gelo.

$$\sigma = \frac{F}{A} = \frac{81{,}6kgx9{,}8m.s^{-2}}{0{,}54864m^2} = 1.458Pa = 0{,}01bar$$

Neste caso, observa-se que a pressão exercida sobre o gelo é cerca de 1.500 vezes menor do que a do patinador.

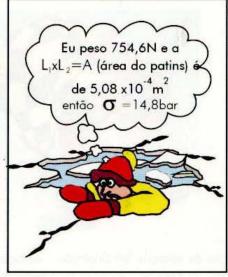



Fig. 19.3 Salvamento de um patinador e a importância da intensidade do esforço.

19.1.2 Noções básicas de reologia

À Geologia Estrutural interessa, particularmente, o estudo dos corpos deformados (seja por translação, rotação ou distorção), bem como a investigação de suas causas, processos e aspectos geométricos.

A disciplina que estuda o comportamento dos materiais submetidos à ação de esforços denomina-se **Reologia**, termo cujo sentido etimológico é o estudo da deformação e do fluxo da matéria.

As condições físicas reinantes durante a deformação são fundamentais no comportamento do corpo submetido à ação de esforços. Para um material geológico qualquer, as condições físicas são: i) pressão hidrostática/litostática e temperatura, as quais dependem da profundidade onde ocorre a deformação, ii) condições termodinâmicas e iii) esforço aplicado à rocha. Nessas condições, as deformações podem ser **rúpteis** ou **dúcteis**, isto é, podem ocorrer, respectivamente, quebras e descontinuidades ou apenas deformação plástica, sem perda de continuidade. A Fig. 19.4 mostra o comportamento deformacional dos materiais em função da temperatura e pressão hidrostática.

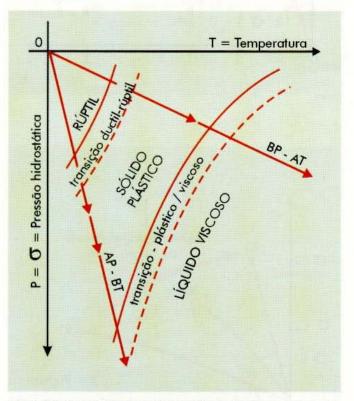



Fig. 19.4 Domínios de deformação natural em função da pressão hidrostática/litostática e temperatura. As linhas BP-AT e AP-BT representam o comportamento esperado em regimes de alto e baixo gradientes térmicos, respectivamente. AP=Alta pressão; BP=Baixa pressão; AT=Alta temperatura; BT=Baixa temperatura.

Um corpo ao se deformar pode sofrer distorções, que apresentam comportamentos mecânicos distintos; deformações podem ser recuperáveis, isto é, um corpo pode sofrer contração ou estiramento quando submetido à ação de esforços, porém, quando esses esforços são retirados, o corpo retorna a sua forma e posição originais. Este tipo de deformação é denominada **elástica** (*e*). Um exemplo é a expansão térmica de um corpo rochoso, o que não envolve quebra ou ruptura, mas apenas alongamento (dilatação). Encurtamento ou flexura é outro exemplo de deformação elástica.

Para ilustrar esse tipo de deformação, considera-se um corpo submetido a um esforço uniaxial (σ). Sua deformação é definida fisicamente pela relação

$$e = \frac{\Delta l}{l}$$, (onde *e* é a elongação e l o comprimento).

Supondo-se que o corpo sofra um encurtamento relativo homogêneo, isto pode ser representado em gráfico $\sigma = f(e)$, ou seja esforço em função do encurtamento (Fig. 19.5a). O gráfico resultante deste tipo de deformação mostra, inicialmente, uma relação linear entre o esforço e a deformação, isto é, o esforço é proporcional à deformação ($\sigma = E\varepsilon$), onde E é uma constante denominada módulo de Young. Porém, se o esforço é retirado, a deformação é instantaneamente reversível, ou seja, elástica. A partir de um determinado valor do esforço, denominado esforço limite (σ_e), conhecido também como limite de elasticidade, ocorre uma diminuição da inclinação do gráfico, deixando de existir uma relação linear com a deformação do corpo. Neste setor do gráfico, caso o esforço aplicado seja retirado, tornando-se zero, a deformação é restituída apenas parcialmente (trajetória XX'), permanecendo ainda uma deformação, denominada **deformação plástica** (ε_p). Se a carga é reaplicada neste mesmo corpo, verifica-se, no gráfico σ versus ε, a trajetória X'; onde o novo limite de elasticidade é agora σ_x, o qual é maior que σ_e. Notar a nova deformação elástica (ε_e) em relação ao novo limite de elasticidade σ_x. Quando isso ocorre, diz-se que houve um "endurecimento" do material, ou seja a deformação plástica mudou o estado do material, que pode ser quantificado no eixo das abcissas por (ε_e). É justamente o aumento da deformação que leva à ruptura do corpo. Quando as rochas são deformadas sob condições de pressão e temperatura ambientes, ocorre a ruptura sem haver uma deformação plástica significativa.

Examinando os fatores que determinam uma rocha se romper ou sofrer apenas flexão

O exame da influência da pressão hidrostática/litostática, da temperatura e da velocidade de deformação no comportamento dúctil ou rúptil das rochas, durante o processo deformacional, permite uma melhor compreensão do processo.

• Pressão Hidrostática/Litostática → é a pressão vertical em um determinado ponto da crosta terrestre, que é igual à pressão exercida pelas rochas sobrejacentes. Rochas submetidas a pressões elevadas, por longos períodos de tempo, não apresentam grandes resistências aos esforços, ao contrário, fluem como se fossem um líquido extremamente viscoso. Este é o caso do comportamento do manto terrestre que se movimenta, lentamente, por estar submetido a pressões litostáticas elevadas, entre outras condições. A pressão litostática no interior da Terra aumenta com a profundidade de acordo com a equação:

$$P = \rho g z \quad (19.3)$$

onde ρ é a densidade da rocha, g é a aceleração da gravidade e z a profundidade.

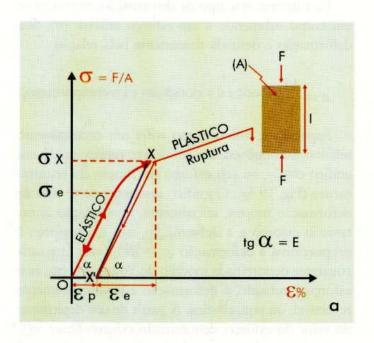
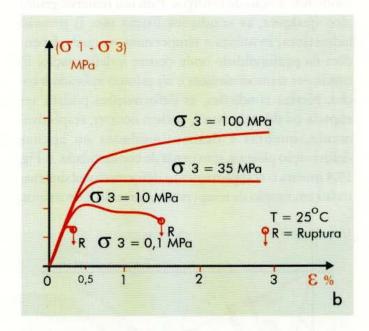
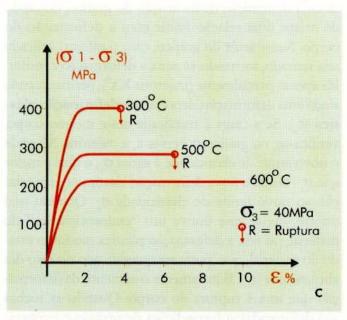
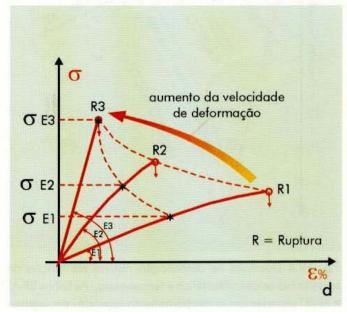



Fig. 19.5 Gráficos da deformação em função do esforço: (a) Para um cilindro sob compressão uniaxial; (b) Deformação sob temperatura constante e pressões de confinamento variáveis; (c) Deformação sob pressão confinante constante e temperatura variável; (d) Deformação sob condições de velocidade e deformação variáveis.

Os ensaios laboratoriais, em amostras de rochas, mostram que o aumento da pressão confinante, que desempenha o papel da pressão litostática, torna as rochas mais resistentes à deformação, isto é, elas necessitam de uma pressão de carga maior para se deformar. Se a pressão litostática for muito elevada, as rochas se deformam, sem no entanto ocorrer a ruptura. Denomina-se deformação dúctil (Fig. 19.5b).

Conclui-se que um aumento da pressão litostática tem por efeito tornar as rochas mais resistentes ao fraturamento, fazendo com que a deformação ocorra no campo dúctil.

• Temperatura → sabemos que a temperatura no interior da Terra aumenta com a profundidade; o gradiente térmico médio é da ordem de 20°C/km, podendo entretanto, em algumas regiões, chegar a cerca de 100°C/km.

Estudos experimentais, sob pressão confinante constante (σ_p=40MPa) e temperatura variável, mostram, em geral, que o comportamento mecânico das rochas varia conforme o gráfico da Fig. 19.5c. Com o aumento da temperatura, a rocha se deforma mais facilmente, isto é, um menor esforço é necessário para causar uma deformação, fenômeno este acompanhado pelo abaixamento do limite de plasticidade do material.

Com a profundidade, há o aumento da pressão litostática e da temperatura, fazendo com que a rocha se deforme plasticamente, retardando assim a ruptura.

• Velocidade ou taxa de deformação → corresponde à deformação ocorrida em uma rocha durante um intervalo de tempo. Na natureza, essas deformações são extremamente lentas, da ordem de 5 a 10% em um milhão de anos. Desse modo, a velocidade de deformação pode ser representada pela seguinte equação:

$\upsilon = \frac{\varepsilon}{t}$, onde t é o tempo em segundos e ε a medida da elongação, que é adimensional. A taxa de deformação ε é fornecida em s^{-1}.

Em ensaios de laboratório, as taxas de deformação são da ordem de 10^{-5} a 10^{-8} s^{-1}, chegando a 10^{-9} s^{-1} para o fluxo experimental. Estes valores estão longe de representar as velocidades dos fenômenos geológicos naturais, que são da ordem de 10^{-14} a 10^{-15} s^{-1} para os deslocamentos horizontais. Qual seria então o comportamento dos materiais rochosos em função da taxa de deformação? Experiências semelhantes àquelas representadas na Fig. 19.5a foram realizadas com diferentes velocidades de colocação das cargas, sobre testemunhos de material rochoso. A Fig. 19.5d mostra que, com o aumento da velocidade de deformação, há uma diminuição considerável do domínio referente à deformação plástica e um aumento do limite de elasticidade σ_e. Portanto, para velocidades de deformação crescentes, o domínio da plasticidade diminui, com a rocha tornando-se rúptil ou friável.

19.1.3 Domínios deformacionais em função da profundidade na crosta

Os fatores físicos descritos acima, em particular a temperatura e a pressão hidrostática/litostática, são função da profundidade na crosta terrestre e permitem distinguir dois domínios deformacionais distintos: o **superficial** e o **profundo**. Estes domínios deformacionais são caracterizados pela formação de estruturas geológicas distintas.

O domínio superficial caracteriza-se por uma deformação essencialmente rúptil, enquanto o domínio profundo caracteriza-se por uma deformação dúctil. Neste último, a rocha pode sofrer fusão parcial, se a temperatura for suficientemente elevada. Portanto, estruturas formadas a cerca de 40 km de profundidade, com pressões da ordem de 10 kilobares e temperaturas de 800° a 1.000°C são muito diferentes de estruturas formadas em subsuperfície. Isto significa dizer que, para o estudo das estruturas geológicas, é necessário levar em consideração o nível crustal em que ela foi formada. Cada nível apresenta estruturas com geometria e mecanismos de formação similares que, no entanto, são diferentes de outros níveis crustais por conta das leis reológicas específicas. Denominamos **níveis estruturais** os diferentes domínios da crosta, onde ocorrem os mesmos mecanismos dominantes da deformação. Entende-se, aqui, como mecanismos da deformação, a deformação rúptil, isto é, a formação de falhas, fendas e fraturas marcadas por planos de descontinuidades, enquanto a deformação dúctil é entendida como deformação sem perda de continuidade, porém com a rocha sofrendo distorção.

A Fig. 19.4 representa, esquematicamente, os campos da deformação natural em função da pressão hidrostática e da profundidade. Contudo, como já vimos, deve-se levar em conta o gradiente térmico regional, isto é, a variação da temperatura em função

da profundidade na crosta terrestre. Neste sentido, são considerados dois gradientes geotérmicos distintos, cada um deles apresentando uma evolução deformacional diferente. É importante salientar que a deformação não depende apenas da temperatura, pressão e profundidade, mas também de outros parâmetros, como, natureza da rocha, velocidade de deformação, pressão confinante, pressão de fluidos, etc.

No caso do gradiente térmico mais elevado, isto é, a reta que apresenta menor inclinação, observa-se que a uma profundidade menor pode-se atingir temperaturas suficientemente elevadas para que a deformação ocorra no domínio da plasticidade ou até da viscosidade, isto é, no campo dúctil. Para um gradiente térmico menor (reta de maior inclinação) é necessário atingir pressões elevadíssimas, o que implica ambientes de grande profundidade, para que as deformações ocorram nos campos plástico e viscoso.

As estruturas rúpteis e dúcteis, características de cada um desses campos deformacionais, são descritas a seguir, levando-se em consideração as principais classificações geométricas existentes na literatura, incorporando, sempre que possível, exemplos de estruturas brasileiras.

19.2 Formando Dobras

As dobras são deformações dúcteis que afetam corpos rochosos da crosta terrestre. Acham-se associadas a cadeias de montanhas de diferentes idades e possuem expressão na paisagem, sendo visíveis em imagens de satélite. São caracterizadas por ondulações de dimensões variáveis e podem ser quantificadas individualmente por parâmetros como amplitude e comprimento de onda. A sua formação se deve à existência de uma estrutura planar anterior, que pode ser o acamamento sedimentar ou a foliação metamórfica (clivagem, xistosidade, bandamento gnáissico), Cap. 18.

O estudo das dobras pode ser conduzido em três escalas: macroscópica, mesoscópica e microscópica. A escala microscópica corresponde à escala de estudo em que a estrutura é observada com o auxílio de microscópio ou lupa. Na escala mesoscópica a estrutura é visualizada de modo contínuo desde amostras na escala de mão até afloramento, ou maior ainda. Na escala macroscópica a estrutura observada é produto da integração e reconstrução de afloramentos, sendo, em geral, representada em perfis ou mapas geológicos.

Usa-se o termo **estilo** para descrever dobras, à semelhança do seu significado em arquitetura. Assim, estilo de uma dobra corresponde a um conjunto de feições morfológicas e geométricas associadas a um grupo (ou família) de dobras. Essas feições são adquiridas durante a deformação e podem ser reconhecidas em um mesmo grupo de dobras, mesmo em afloramentos diferentes. O estilo traduz uma identidade de um mesmo grupo de estruturas, contudo, ele tende a variar com o tipo de rocha e com a profundidade na crosta, bem como com a taxa de deformação. A observação do estilo deve ser feita num plano perpendicular ao eixo da dobra. Este plano é referido como **plano de perfil da dobra** (Fig. 19.6). Em qual-

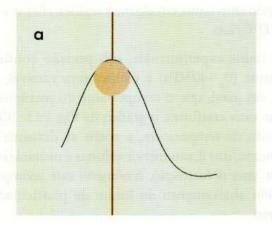
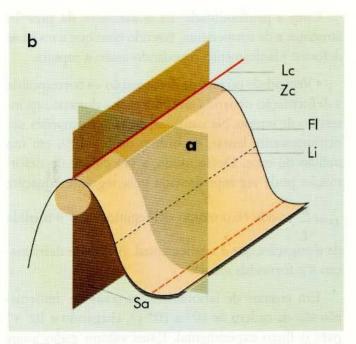



Fig. 19.6 Elementos geométricos de uma superfície dobrada cilíndrica (a) e plano de perfil de uma dobra (b): Sa- Superfície axial; Lc – Linha de charneira; Li- Linha de inflexão; Zc- Zona de charneira e Fl- Flanco.

quer outro plano diferente deste, o estilo da dobra será alterado.

O estudo das dobras é importante na pesquisa mineral, em programas de prospecção mineral, exploração e lavra de jazidas, pesquisa de petróleo e obras de engenharia como escavação de túneis, construção de estradas, barragens, etc.

As pessoas interessadas em estudos mais aprofundados sobre este tópico, como a análise baseada em duas superfícies dobradas e na análise geométrica utilizando projeção estereográfica, deverão recorrer aos livros especializados de geologia estrutural relacionados ao final do capítulo.

19.2.1 Elementos geométricos de uma superfície dobrada

A superfície dobrada é um elemento fundamental para a classificação das dobras. Sua definição é baseada na curvatura da superfície, sendo ela referenciada à curvatura de um círculo (Fig. 19.6). A sua determinação, em um ponto qualquer do círculo, é feita mediante o traçado de uma tangente e de sua normal a partir do ponto considerado. Esta normal corresponde ao próprio raio do círculo de referência.

Na Fig. 19.6b são indicados os principais elementos geométricos de uma superfície dobrada cilíndrica, que serão definidos a seguir.

Linha de charneira corresponde à linha que une os pontos de curvatura máxima da superfície dobrada (Fig.19.6b). Uma outra linha dessa superfície que une os pontos de curvatura mínima é denominada linha de inflexão da dobra. Esta linha divide as dobras em dois setores: um de convexidade voltada para cima e outro, para baixo. Estas duas linhas podem ser retas ou curvas, dependendo da geometria da superfície dobrada. Uma linha de charneira reta é conhecida como geratriz ou eixo da dobra. A sua orientação permite definir a posição espacial da dobra, horizontal, vertical ou inclinada. Ela situa-se numa região da superfície dobrada conhecida como **zona de charneira da dobra** (Fig. 19.6b). Esta região corresponde ao segmento de curvatura máxima desta superfície e é definida em relação a um arco de círculo unitário em que ela é inscrita. Desta forma, obtém-se um parâmetro descritivo útil que expressa a relação entre a curvatura da superfície e do círculo.

Linha de crista e linha de quilha são elementos geométricos que unem, respectivamente, os pontos mais alto e mais baixo da superfície dobrada. Estas linhas em geral não coincidem com a linha de charneira das dobras, exceto no caso de dobras simétricas com superfície axial vertical e eixo horizontal.

A **superfície axial** pode ser curva ou plana, sendo neste caso referida como plano axial. Ela é definida como uma superfície que contém a linha de charneira da superfície dobrada (Fig. 19.6 a). A sua intersecção com a topografia (em mapa ou em perfil) resulta em uma linha conhecida como traço axial da dobra, e que aparece representada em mapas geológicos. O espaçamento e a configuração dessas linhas, em mapa, refletem a arquitetura e a posição espacial das dobras, constituindo, assim, um parâmetro muito útil à sua interpretação.

19.2.2 Classificando as dobras

As dobras podem ser classificadas em dois tipos: **atectônicas**, relacionadas com a dinâmica externa do planeta, e **tectônicas**, relacionadas com a dinâmica interna. As primeiras são formadas na superfície ou próximas a ela, em condições muito semelhantes às condições ambiente, sendo desencadeadas pela ação da força da gravidade (Fig. 19.7) e possuem expressão apenas local; as últimas são formadas sob condições variadas de esforço, temperatura e pressão (hidrostática, de fluidos), sendo mais relacionadas com processos de evolução crustal, em particular com a formação de cadeias de montanhas.

Fig. 19.7 Dobras atectônicas em rochas sedimentares da região de Punta Arenas, Sul do Chile. Observar que as dobras são restritas à parte inferior das camadas. Fonte: R. Machado.

As dobras atectônicas podem ser formadas a partir de sedimentos saturados em água, os quais, após o rompimento da força de coesão entre os grãos, adquirem fluidez e se movimentam num meio de menor densidade, em geral aquoso. A quebra de estabilidade de um sedimento pode gerar fluxo de detritos (subaéreos ou subaquosos) ou promover a formação de correntes de turbidez, que são capazes de transportar sedimentos para regiões mais profundas de uma bacia (Cap. 9). Os sedimentos depositados por esse processo são denominados turbiditos. Neles são comuns dobras (cm a mm) restritas a um mesmo nível sedimentar, as quais não se propagam nos níveis vizinhos. A compactação e diagênese dos sedimentos também podem levar à formação dessas estruturas.

As dobras tectônicas são formadas por dois mecanismos básicos: **flamblagem e cisalhamento** (Fig. 19.8). O mecanismo de flambagem promove o encurtamento das camadas perpendicularmente à superfície axial das dobras, preservando porém a espessura e o comprimento das mesmas. Este mecanismo é acompanhado pelo deslizamento entre as camadas, de forma análoga ao que ocorre em cartas de baralho quando flexionadas (Fig. 19.8a). Isto é favorecido em seqüências estratificadas com alternância de camadas de quartzitos e xistos. Esta heterogeneidade litológica se traduz em diferenças mecânicas importantes que vão controlar a geração de dobras, sobretudo em níveis superiores da crosta. Com a profundidade, estas diferenças mecânicas tendem a se reduzir, pois parâmetros como pressão e temperatura passam a ser mais importantes no controle do estado físico do material rochoso. Contrariamente, dobras formadas por mecanismo de cisalhamento simples não envolvem o encurtamento ortogonal às camadas, pois os planos de deslizamento são ortogonais ou oblíquos às mesmas (Fig.19.8b). As dobras formadas por este mecanismo são acompanhadas de mudanças na espessura e comprimento das camadas. As zonas de charneira são, em geral, espessadas e os flancos adelgaçados, ocorrendo mesmo o rompimento destes últimos, com formação de dobras isoladas conhecidas como dobras intrafoliais (Fig. 19.9).

Fig. 19.8 Mecanismos de formação de dobras: Flambagem (a) e Cisalhamento simples (b).

Fig. 19.9 Dobras intrafoliais em gnaisses do Grupo Paraíba do Sul, Rio de Janeiro (Rodovia Pres. Dutra, Belvedere/ Serra das Araras). Foto: R. Machado.

19.2.3 Classificação geométrica

As dobras podem ser classificadas com base na posição espacial de seus elementos geométricos (linha de charneira e superfície axial), na combinação entre estes elementos, na variação da superfície dobrada, ou ainda combinando estas classificações com critérios geométricos ou estratigráficos.

• Classificação com base na linha de charneira e superfície axial

A classificação baseada na linha de charneira permite dividir as dobras em dois grupos: um com linha de charneira reta (eixo) e outro com linha de charneira curva. Em ambos os casos a classificação se aplica apenas para as dobras cilíndricas. As dobras com linha de charneira reta podem ser divididas em três tipos princi-

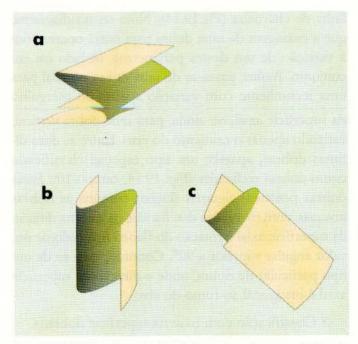



Fig. 19.10 Classificação de dobras com base na linha de charneira: horizontais (a); verticais (b) e inclinadas (c).

pais: dobras horizontais; dobras verticais e dobras com caimento ou inclinadas (Fig. 19.10). Consideram-se dobras horizontais (ou sub-horizontais) quando o caimento do eixo situa-se no intervalo de 0 a10° (Fig. 19.11); verticais, entre de 80 e 90°, e inclinadas, entre 10 a 80°.

A classificação com base na superfície axial pode ser em relação à simetria da dobra ou em relação à sua posição no espaço. No primeiro caso, a superfície axial corresponde a uma superfície bissetora, com as dobras sendo divididas em dois grupos: simétricas e assimétricas. No segundo caso, as dobras podem ser normais, inversas e recumbentes (Fig. 19.12).

Fig. 19.11 Dobra com eixo sub-horizontal em metarenitos da Unidade La Palona na região de Piriapólis, Uruguai. Foto: R. Machado.

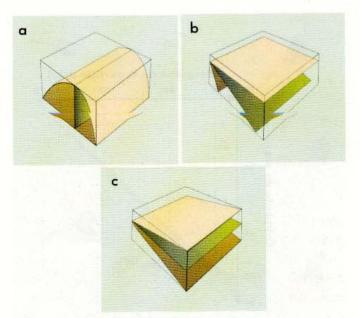



Fig. 19.12 Classificação de dobras com base na superfície axial: normal (a); recumbente (b) e inversa (c).

Fig. 19.13 Dobra recumbente em quartzitos do Grupo Andrelândia, Serra de Carrancas, Minas Gerais. Foto: R. Machado.

As dobras normais possuem superfícies axiais subverticais (entre 80 e 90°) (Fig. 19.11), as recumbentes, sub-horizontais (entre 0 e 10°) - Fig. 19.13; as inversas, inclinadas (entre 10 e 80°), porém com os flancos mergulhando no mesmo sentido e usualmente com ângulos diferentes (Fig. 19.12). As dobras recumbentes de grandes dimensões são referidas como nappes, e são comuns em cadeias de montanhas como os Alpes e Himalaias. Uma característica das dobras inversas e recumbentes é a inversão estratigráfica em um de seus flancos.

As duas classificações acima podem ser combinadas em um mesmo gráfico, representando-se a variação de mergulho da superfície axial *versus* o caimento da

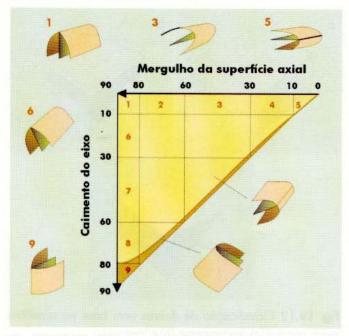



Fig. 19.14 Classificação de dobras com base no mergulho da superfície axial *versus* caimento do eixo. Adaptado de Fleuty, 1964.

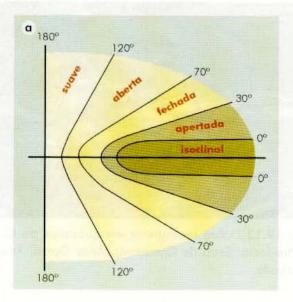
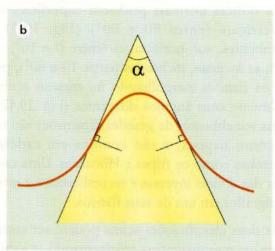



Fig. 19.15 Classificação de dobras com base no ângulo inter-flancos.

linha de charneira (Fig.19.14). Nota-se, no diagrama, que a passagem de uma dobra para outra ocorre com a variação de um destes parâmetros, isolado ou em conjunto. Assim, passa-se de uma dobra normal para uma recumbente com variação apenas do mergulho da superfície axial, ou ainda, para uma dobra vertical, variando apenas o caimento do eixo. Entre as duas últimas dobras, aparece um tipo especial classificado como dobras reclinadas (Fig. 19.14, campo 10). Estas dobras possuem algumas feições comuns às dobras inversas, com mergulho dos flancos na mesma direção da superfície axial e rotação do flanco invertido de um valor angular superior a 90°. Contudo, trata-se de um tipo particular de dobra, onde a direção da superfície axial é ortogonal ao rumo do eixo.

- Classificação com base na superfície dobrada

Esta classificação leva em consideração o ângulo inter-flancos de uma dobra (Fig.19.15a). Isto é determinado a partir de duas tangentes que passam nos pontos de inflexão da superfície dobrada (Fig.19.15b). As dobras são assim classificadas em suaves (180 -

Fig. 19.16 Dobra fechada afetando gnaisses da base do Grupo Andrelândia (região de São Vicente de Minas, MG). Foto: R. Machado.

Fig. 19.17 Dobra isoclinal em xistos do Grupo Andrelândia. Serra da Pedra Branca, estrada Luminárias. Foto: R. Machado.

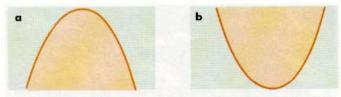



Fig. 19.18 Classificação de dobras com base no sentido de fechamento da superfície dobrada: antiforme (a) e sinforme (b).

120°), abertas (120 - 70°), fechadas (70 - 30°) (Fig. 19.16), apertadas ou cerradas (30 - 0°) e isoclinais (Fig. 19.17). Embora esta classificação seja muito simples e de aplicação imediata, ela não fornece informações sobre variações morfológicas da superfície dobrada, pois nela são englobadas, sob a mesma denominação, dobras com estilos diferentes.

• Classificação com base em critérios geométricos e estratigráficos

O sentido de fechamento de uma superfície dobrada é um critério geométrico muito simples utilizado para classificar dobras. Segundo este critério, são distinguidas dobras com fechamento para cima, antiforme ou, para baixo, sinforme (Figs. 19.18a e 18b). Contudo, esta classificação apresenta duas restrições importantes: (a) deixa de fora determinados tipos de dobras e (b) enquadra sob a mesma denominação dobras com posições espaciais distintas.

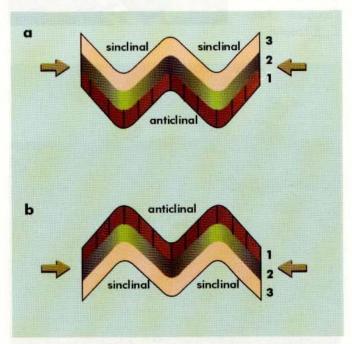



Fig. 19.19 Classificação de dobras com base na estratigrafia das camadas: sinclinal e anticlinal. Seqüência estratigráfica das camadas: 1 mais antiga, 2 intermediária, 3 mais nova. Em a, seqüência normal, em b, seqüência invertida.

A classificação das dobras em sinclinal e anticlinal é muito antiga e encontra-se extremamente arraigada na literatura. Embora seja uma classificação que implica o uso de critérios estratigráficos, nem sempre isto é seguido. Neste caso, ela passa a ter o mesmo significado da classificação acima. Define-se sinclinal como uma dobra que possui camadas mais novas no seu interior, e mais antigas, no exterior (Fig.19.19a). No anticlinal, é o oposto, as camadas mais antigas estão no núcleo (Fig. 19.19b).

19.3 Formando Falhas

As falhas resultam de deformações rúpteis nas rochas da crosta terrestre. São expressas por superfícies descontínuas com deslocamento diferencial de poucos cm a dezenas e centenas de km, sendo esta a ordem de grandeza para o deslocamento nas grandes falhas.

Fig. 19.20 Imagem de Satélite Landsat do rio Paraíba do Sul, no Estado do Rio de Janeiro, mostrando o relevo fortemente orientado ao longo do vale do rio, como resultado do controle exercido pela falha de Além-Paraíba. Fonte: CPRM/P. D. Jacques.

Aparecem como superfícies isoladas e discretas de pequena expressão, ou, no caso mais comum, como uma região deformada de grande magnitude, que é a zona de falha, onde o deslocamento total é a soma dos deslocamentos individuais. A condição básica para a existência de uma falha é que tenha ocorrido deslocamento ao longo da superfície. Contudo, se ocorrer o movimento perpendicularmente à superfície, a estrutura receberá o nome de **fratura**. O relevo oriundo de falhas é, em geral, estruturado, bem refletido em fotos aéreas e imagens de satélites (Fig. 19.20). Em alguns casos, sobretudo quando se tem uma referência estratigráfica (uma camada de carvão, por exemplo), a sua identificação é imediata, em outros, é mais difícil, mesmo para aqueles já familiarizados com o assunto. Essa dificuldade é crescente em regiões com densa

cobertura vegetal e espesso manto de alteração, como na Amazônia e boa parte das regiões Sul e Sudeste do Brasil.

As falhas são encontradas em vários ambientes tectônicos, sendo associadas a regimes deformacionais compressivos, distensivos e cisalhantes. São feições comuns em cadeias de montanhas modernas e antigas e aparecem em diferentes estágios de sua evolução. Podem ser rasas ou profundas. No primeiro caso afetam camadas superficiais da crosta, sendo muitas vezes ligadas à dinâmica externa do planeta. A atividade sísmica (rasa ou profunda) pode também formar estruturas superficiais. No segundo caso, podem atravessar toda a litosfera, passando a se constituir em limite de placas litosféricas (Cap. 6), sendo então referidas como falhas transformantes, como a falha de San Andreas na costa oeste dos Estados Unidos da América.

19.3.1 Elementos de uma falha

A posição no espaço da superfície de uma falha é fundamental para sua classificação geométrica. Outro parâmetro importante é a estria de atrito desenvolvida no plano de falha (Figs. 19.21 e 19.22). Ela permite deduzir o tipo de movimento ocorrido no mesmo. É comum a falha exibir uma superfície brilhante, conhecida como **espelho de falha** ou *slickenside* (Fig 19.23). Em uma falha inclinada, os blocos separados são denominados **capa** ou **teto** e **lapa** ou **muro** (Fig. 19.21). A capa corresponde ao bloco situado acima do plano de falha, e a lapa, ao bloco situado abaixo. A existência de um nível de referência em ambos os blocos permite classificar a falha com base no seu movimento relativo, conforme será visto mais adiante.

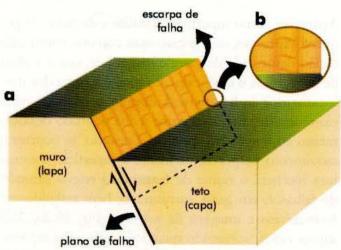



Fig. 19.21 Elemento geométricos de uma falha: blocos de falha: muro ou lapa e teto ou capa; escarpa e plano de falha.

Fig. 19.22 Estrias de atrito horizontais em metarenitos do Grupo Camaquã, RS. Foto: R. Machado.

Outros elementos geométricos de uma falha, como a **escarpa** e o **traço** (ou linha) da falha (Figs. 19.21e 19.24), resultam da intersecção do plano de falha com a superfície topográfica. Escarpa de falha é a parte exposta da falha na topografia. Traço de falha corresponde a uma linha no terreno que, em mapa, é representado por uma simbologia característica. Isto,

Fig. 19.23 Espelho de falha ou *slickenside* em arenitos do Grupo Caacupé, bacia do Chaco, Paraguai. Foto: C. Riccomini.

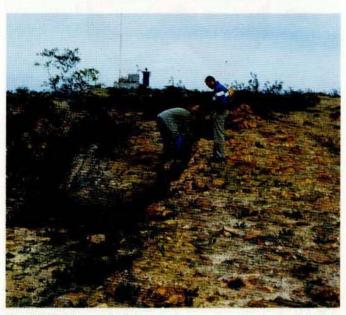



Fig. 19.24 Traço de falha no terreno resultante da falha de San Andreas. Foto: C. Riccomini.

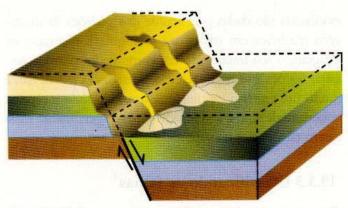



Fig. 19.25 Aspectos geomorfológicos de uma escapa de recuo de falha.

na realidade, é uma simplificação cartográfica, pois as falhas, na natureza, são formadas por inúmeras superfícies subparalelas, dispostas em um arranjo tabular que, conjuntamente, definem a zona de falha. A escarpa de falha original pode ser erodida, aparecendo no seu lugar uma escarpa de recuo de falha (Fig. 19.25). O deslocamento entre dois pontos previamente adjacentes, situados em lados opostos da falha, medido no plano de falha, corresponde ao seu **rejeito**, o qual pode ser referido como rejeito total, de mergulho, direcional, horizontal e vertical (Fig.19.26).

O rejeito total, que é expresso por uma linha, pode ser determinado por meio do seu valor angular de duas maneiras: (i) medindo-se a projeção desta linha em relação a uma horizontal contida no plano de falha, isto é, em relação à direção da mesma, ou (ii) determinando-se sua projeção horizontal segundo um plano vertical que a contenha. No primeiro caso denomina-se **obliqüidade** (ou *rake*), no segundo, **caimento** (ou *plunge*) (Figs. 19.27). Quando o rejeito da falha é em relação a uma camada ou a um nível mineralizado, utiliza-se o termo **separação**. Devido ao seu caráter mais aplicado, este termo é usado correntemente na geologia do petróleo e na mineração. A separação apresenta os mesmos tipos de

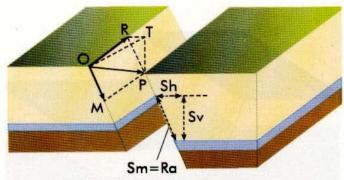



Fig. 19.26 Componentes do rejeito e separação de uma falha: OP=rejeito total, OR=MP=rejeito direcional, OM=RP=rejeito de mergulho, OT=rejeito horizontal, PT=rejeito vertical, Sh=separação horizontal, Sv=separação vertical, SmM=separação de mergulho, Ra=rejeito aparente.

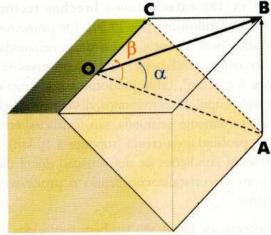
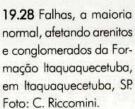
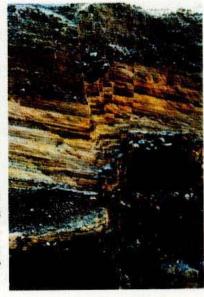



Fig. 19.27 Bloco diagrama mostrando a projeção horizontal de uma linha segundo um plano vertical que a contém (OBA), referido como caimento (*plunge*-α), e o plano (OCA)no qual se define o ângulo β (*rake*).

componentes do rejeito, sendo, portanto, utilizada de forma similar.

19.3.2 Evidências de uma falha

A ocorrência ou existência de uma falha tem reflexos na superfície, com suas evidências podendo ser diretas ou indiretas. As evidências diretas são observadas em afloramentos ou na superfície do terreno e envolvem o deslocamento de um nível de referência estratigráfico ou a presença de indicadores na superfície da falha que refletem o atrito ocorrido pelo deslocamento dos blocos (Figs. 19.21, 19.22 e 19.28). A fragmentação e moagem, acompanhadas ou não de recristalização, ocorridas na zona de falha produzem uma rocha cataclástica. As rochas cataclásticas dividem-se em dois grupos prin-

19.28 Falhas, a maioria normal, afetando arenitos e conglomerados da Formação Itaquaquecetuba, em Itaquaquecetuba, SP. Foto: C. Riccomini.

cipais (Cap. 18): **cataclasitos** e **brechas tectônicas** (Fig.19.29), e **milonitos** (Fig.19.30). Os primeiros, caracterizados pela ausência de estrutura orientada, são formados em profundidades relativamente rasas na crosta (entre 4 e 8 km), onde predominam condições de deformação rúptil. Já os milonitos, distinguidos pela sua estrutura fortemente orientada, são formados em regiões mais profundas da crosta (superior a 10 km), onde predominam condições de deformação dúctil das rochas, com a recristalização sendo o processo mais importante.

Evidências de falhas são também fornecidas indiretamente por meio de métodos geofísicos, critérios geomorfológicos (presença de escarpa de falha, vales característicos, etc.), fotografias aéreas, imagens de satélite, mapas geológicos e topográficos. Nestes últimos, as evidências são dadas pela análise dos padrões de drenagem (padrões em treliça ou retangular). No caso de imagens, o seu tratamento em computador permite ressaltar feições lineares de relevo associadas às falhas. Isto é muito útil em regiões de clima tropical, onde a espessa cobertura de solo e a vegetação cerrada geralmente mascaram tais feições na superfície.

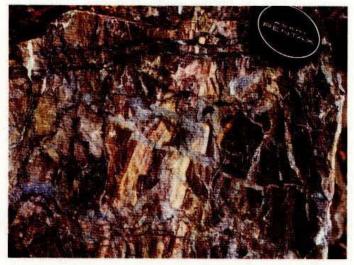



Fig. 19.29 Brecha tectônica em calcários do Grupo Bambuí, região Vazante, MG. Foto: R. Machado.

Fig. 19.30 Milonitos a partir de rochas granitóides da Zona de Cisalhamento de Além-Paraíba (BR 393, em Andrade Pinto, entre Vassouras e Paraíba do Sul, RJ). Foto: R. Machado.

19.3.3 Classificando as falhas

As falhas são classificadas com base em elementos geométricos e mecânicos.

Classificação geométrica

A classificação geométrica leva em conta o mergulho do plano de falha, a forma da superfície de falha, o movimento relativo entre os blocos e tipo de rejeito:

a) Mergulho da superfície de falha – é uma classificação muito simples, que divide as falhas em dois grupos: falhas de alto ângulo, quando o mergulho do plano de falha é superior a 45°, e falhas de baixo ângulo, quando é inferior a 45°.

b) Forma da superfície de falha – esta classificação permite dividir as falhas em planares e curvas. Uma falha é planar, em termos estatísticos, quando a variação da direção da superfície encontra-se no intervalo de aproximadamente 5°. Esta superfície pode ser vertical ou inclinada. As falhas curvas são denominadas falhas **lístricas**, e são relacionadas a regimes distensivos. Em perfil, variam desde uma falha de alto ângulo até baixo ângulo, podendo mesmo horizontalizar-se. São conhecidas como falhas em forma de "pá" ou "colher" (Fig.19.31).

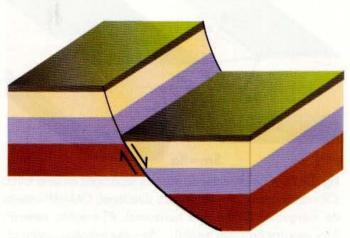



Fig. 19.31 Bloco diagrama mostrando uma falha lístrica.

c) Movimento relativo – nesta classificação as falhas são divididas em vários tipos: **falhas normais** (ou de **gravidade**) e **falhas reversas** ou **de empurrão** (Fig. 19.32). Numa falha de empurrão a capa é o bloco que sobe em relação à lapa (Figs. 19.32b, 19.33), ao passo que numa falha normal ocorre o inverso, ou seja, a capa desce em relação à lapa (Fig. 19.28). Como o movimento ocorrido entre os blocos é relativo, torna-se difícil saber exatamente como ele ocorreu, pois várias combinações são possíveis: os dois blocos podem descer ou subir conjuntamente, porém em velocidades diferentes, ou ainda, um pode permanecer estacionário, enquanto o outro sobe ou desce.

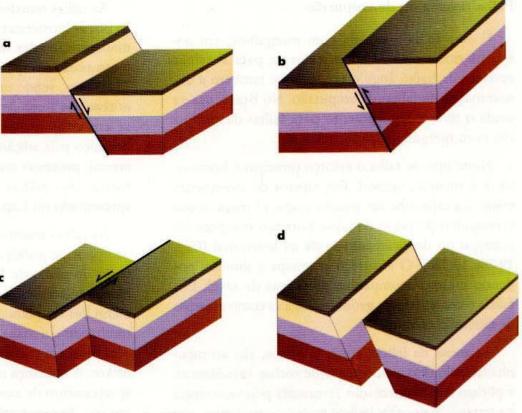



Fig. 19.32 Classificação de falhas com base no movimento relativo entre blocos adjacentes. a) falha normal; b) falha inversa; c) falha transcorrente e d) oblíqua.

d) Tipos de rejeito – esta classificação leva em conta os componentes geométricos do deslocamento entre dois pontos previamente contíguos, em lados opostos da falha, e que são medidos no plano de falha (Fig. 19.26). Estes elementos, já definidos anteriormente, apresentam número máximo de componentes em falhas oblíquas, sendo menor nos demais tipos. Assim, em falhas normais e reversas (ou inversas), o rejeito total corresponde ao rejeito de mergulho, nas **falhas transcorrentes**, ao rejeito direcional, enquanto nas falhas oblíquas, ao rejeito total (Figs. 19.26, 19.31 e 19.32c)

Classificação mecânica

A classificação mecânica leva em consideração o quadro de tensões que produziu a falha e distingue três tipos: normal, inversa ou de empurrão e transcorrente. Na falha normal, o esforço principal é vertical, enquanto nas falhas inversa e transcorrente, é horizontal. A diferença entre as duas últimas está na orientação deste esforço; na transcorrente ele é oblíquo à direção da falha, com valor angular inferior a 45°, enquanto na inversa, ele é ortogonal a ela.

19.3.4 Tipos principais de falhas e estruturas associadas

Os três tipos principais de falhas descritos abaixo são encontrados freqüentemente em sistemas de falhas. Além disso, cada uma delas é caracterizada por orientação, movimento ao longo da superfície de falha e campo de tensão distintos.

Falhas normais ou de gravidade

São falhas associadas principalmente com a tectônica extensional. Na escala global, elas ocorrem associadas às cadeias meso-oceânicas e às margens continentais tipo Atlântico. São importantes na formação e evolução de bacias sedimentares, sendo comuns em regiões com deslizamentos de encostas e taludes. Associam-se, freqüentemente, a arqueamentos regionais, a estruturas dômicas ou antiformais, sendo aqui o reflexo da fase de relaxamento que acompanha o soerguimento destas estruturas. São falhas em geral de alto ângulo, em que a capa desceu em relação à lapa (Fig. 19.32a). O deslocamento principal é vertical e o componente de movimento é segundo o mergulho do plano de falha.

Falha reversa ou de empurrão

É uma falha inclinada com mergulhos, em geral, inferiores a 45°. Especificamente para as falhas reversas de baixo ângulo emprega-se também a denominação de falhas de empurrão. No Brasil, usa-se ainda o termo cavalgamento para falhas de empurrão com mergulhos inferiores a 30°.

Neste tipo de falha o esforço principal é horizontal, e o mínimo, vertical. Em termos de movimento relativo, a capa sobe em relação à lapa. O rejeito segue o mergulho do plano de falha, porém o componente principal do deslocamento se dá na horizontal (Figs. 19.26e 19.32c). O seu traço em mapa é sinuoso, podendo mesmo acompanhar as curvas de nível. Em falhas recentes feições geomorfológicas como escarpas de falha são comuns.

As zonas de falhas, como já vimos, são acompanhadas pelo desenvolvimento de rochas cataclásticas, e podem ter sua instalação favorecida pela ocorrência no terreno de tipos litológicos muito contrastantes (por exemplo: rochas do embasamento vs. rochas sedimentares), ou pela presença de um nível de comportamento mais plástico, como sal (anidrita ou halita), talco, folhelho ou grafita, que funcionam como camadas lubrificantes favorecendo o deslocamento. Este tipo de situação é exemplificado pelas Montanhas do Jura, no leste da França, onde rochas pelito-carbonáticas dobradas de idade juro-cretácica sofreram deslizamento horizontal ao longo de níveis mais plásticos (folhelhos e sal) dispostos sobre um substrato rochoso (embasamento de idade paleozóica).

A geometria destas falhas, em perfil ou em planta, é, muitas vezes, complexa. Falhas individuais conectam-se vertical e lateralmente entre si, resultando, no mapa, em padrões de falhas subparalelos interligados, com geometria em forma de fatias ou escamas. Em profundidade, os empurrões lístricos passam para falhas horizontais, onde freqüentemente seguem contatos litológicos ou descontinuidades crustais importantes.

Falha transcorrente ou de rejeito direcional

As falhas trancorrentes ou de rejeito direcional correspondem a uma das feições estruturais mais espetaculares da crosta da Terra (Cap. 6). Alguns autores consideram as falhas transcorrentes e transformantes como uma divisão das falhas direcionais.

As falhas transformantes estão associadas a limites de placas litosféricas. Nos fundos oceânicos estão intimamente ligadas ao desenvolvimento das cadeias meso-oceânicas que atingem uma extensão superior a 75.000 km, sendo uma das feições morfológicas mais notáveis da Terra. As cadeias meso-oceânicas originam-se em conjunto com o crescimento do assoalho oceânico pela adição contínua de material magmático juvenil, processo este contemporâneo ao desenvolvimento das falhas transformantes, conforme já apresentado no Cap. 6.

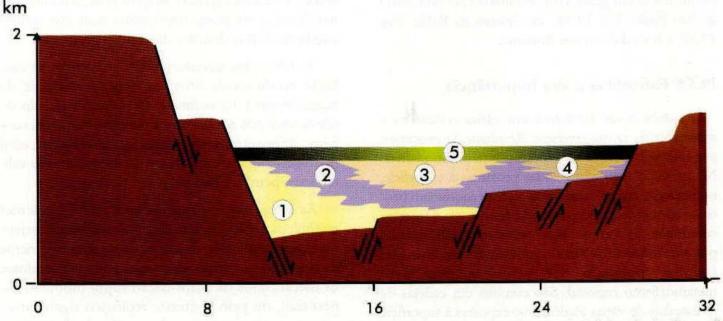
As falhas transcorrentes caracterizam-se por ter o componente principal do deslocamento segundo a direção do plano de falha, com a movimentação entre blocos adjacentes sendo essencialmente horizontal. O mergulho do plano de falha é vertical a subvertical, resultando em mapa a traços retilíneos. As falhas maiores possuem rejeitos da ordem de dezenas a centenas de km. A mudança na direção dessas falhas propicia o aparecimento de ramificações curvas ao longo de seu traçado. Nesses trechos, dependendo do tipo de deslocamento (horário, destral ou anti-horário, sinistral), ocorre o desenvolvimento de estruturas compressivas (falhas de empurrão) ou extensionais (falhas normais, bacias, blocos abatidos). Os termos destral e sinistral são usados em analogia ao movimento observado nos ponteiros do relógio. Para chegar-se a esta conclusão, considera-se um observador fixo situado em um dos blocos de falha e olhando o sentido de deslocamento do outro bloco. Assim, quando o bloco observado desloca-se para direita, diz-se que o deslocamento da falha é destral, caso contrário, é sinistral.

Fig. 19.33 Falhas inversas em gnaisses do Complexo Mantiqueira. Pedreira nos arredores de Itumirim, MG. Foto: R. Machado.

São comuns faixas de rochas cataclásticas (milonitos) com largura superior a 1 ou 2 km e extensão da ordem de dezenas a centenas de km. A falha de San Andreas, por exemplo, estende-se pela costa oeste dos EUA por mais de 1.000 km. O deslocamento destral acumulado é de cerca de 560 km. A falha Alpina, na Nova Zelândia, acomodou nos últimos 40 Ma um deslocamento destral de cerca de 460 km. Extensas zonas de falhas transcorrentes pré-cambrianas têm sido descritas nas regiões Sudeste e Nordeste do Brasil. Nesta última, destacam-se as falhas de Pernambuco (PE), Patos (PB) e Sobral-Pedro II (CE e PI). As duas primeiras possuem direção W-E e a última, NE-SW. Possuem extensão superior a 300 km. Na região Sudeste, destacam-se as falhas de Jundiuvira e Taxaquara, situadas a norte da cidade de São Paulo, e a falha de Cubatão, situada a leste da capital paulista, próxima ao litoral. Esta última integra o sistema Lancinha-Cubatão-Além-Paraíba, estendendo-se do Paraná ao Rio de Janeiro, com extensão de quase 1.000 km.

Outra característica das falhas transcorrentes é a possibilidade de servirem de descontinuidades para novos movimentos, causados por outros esforços semelhantes ou diferentes dos originais, propiciando a sua reativação. Esta reativação pode ocorrer com mudanças ou não no tipo de movimento da falha. No primeiro caso reflete também mudanças no quadro regional das tensões. Assim, falhas originalmente transcorrentes podem ser reativadas tectonicamente como falhas normais ou de gravidade, com abatimento de blocos associados. Na região Sudeste do Brasil são comuns falhas transcorrentes pré-cambrianas que foram reativadas como falhas normais durante o Terciário. A elas associam-se bacias sedimentares como a de Santos, Itaboraí, Taubaté, São Paulo, Curitiba, dentre outras. Estas bacias fazem parte do Sistema de **Rifts** da Serra do Mar ou do Sudeste brasileiro.

Influências no relevo

As falhas normais e transcorrentes possuem, em geral, expressão topográfica, sendo marcadas por relevo estruturado e alinhado, com vales alongados de fundo plano (Fig. 19.20). Em condições de clima tropical, essas feições são acentuadas, pois as rochas da zona de falha são, em geral, mais facilmente intemperizadas do que as rochas adjacentes. Estas estruturas promovem o ajuste regional da drenagem, resultando em mapas, fotos aéreas e imagens de satélite, padrões de drenagens retangulares e em treliça. É comum, na paisagem, a existência de escarpas de falha, que, quando jovens, são recortadas por vales triangulares e trapezoidais, ocorrendo, junto à sua base, depósitos coluvionares e aluvionares (Cap. 10), como conseqüência do relevo gerado pela falha (Fig. 19.25). Estes depósitos estão relacionados com a evolução do próprio falhamento e da escapa. Em falhas antigas, eles são geralmente erodidos, apagando assim seu vestígio sedimentar. Com a progressão do processo erosivo

19.34 Secção geológica esquemática da bacia (graben) Terciária de Taubaté, Vale do rio Paraíba do Sul, São Paulo. Fonte: C. Riccomini.

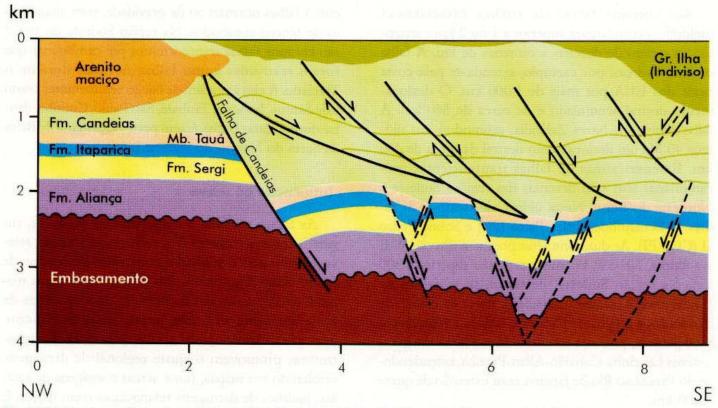



Fig. 19.35 Secção geológica da bacia (*graben*) do Recôncavo, Bahia. Gr. Grapu; Fm. Formação; Mb. Membro.

pode ocorrer o recuo da escarpa de falha, deixando para trás a linha de falha. Esta situação é observada na falha de Cubatão, em São Paulo, no trecho da rodovia dos Imigrantes.

As falhas normais estão comumente associadas a formação de ***grabens*** (blocos rebaixados) e ***horsts*** (blocos elevados). Estas estruturas destacam-se pela sua enorme expressão topográfica. Alguns exemplos brasileiros são os grabens do Paraíba do Sul no Estado de São Paulo (Fig. 19.34), Recôncavo na Bahia (Fig. 19.35) e o de Takutu em Roraima.

19.3.6 Estruturas e sua importância

As dobras são formadas em várias condições e ambientes da crosta terrestre. Resultam de processos associados à dinâmica externa ou interna do planeta. No primeiro caso, são geradas próximas à superfície, no segundo, em profundidade, onde predominam processos de deformação em condições dúcteis. Ocorrem em ambientes compressivos ou extensionais, geradas por mecanismos de flambagem ou de cisalhamento simples, podendo ser acompanhadas pelo metamorfismo regional. São comuns em cadeias de montanhas de várias idades, hoje expostas à superfície como resultado de movimentos tectônicos e dos processos erosivos. Tais cadeias têm sido produzidas pela interação de placas litosféricas, sendo formadas durante a subducção ou colisão.

O estilo de uma dobra é um elemento muito importante no estudo da geometria de uma cadeia de montanhas. Apesar de variar lateral e verticalmente na cadeia, ele possibilita a correlação entre estruturas de lugares diferentes. A sua caracterização é muito útil para diferenciar dobras de gerações (ou grupos) diferentes, isto é, dobras superpostas, as quais podem refletir tanto diferenças temporais importantes entre elas, quanto condições físicas distintas de geração na crosta.

As falhas desempenham papel importante na evolução tectônica da litosfera, seja no controle do magmatismo e da sedimentação e no modelado do relevo atual nos continentes e oceanos. Possuem, também, importância em obras de engenharia civil (barragens, túneis, estradas etc.), mineração, água subterrânea, petróleo, gás, etc.

As falhas são encontradas em vários ambientes tectônicos, sendo associadas a regimes compressivos ou extensionais. São desenvolvidas particularmente no domínio superficial da crosta, onde predominam os mecanismos da deformação rúptil (domínio superficial), ou pelo contraste reológico significativo entre camadas rochosas. A pressão de fluidos nas rochas também favorece a geração ou progressão dessas estruturas.

As falhas normais são comunente associadas com estruturas como *horsts* e *grabens*, que caracterizam regiões da crosta submetidas à extensão crustal. Por outro lado, falhas reversas ou de empurrão são características de regiões submetidas ao encurtamento crustal, resultando assim seu espessamento. Associam-se, às vezes, a flancos invertidos de grandes dobras recumbentes (*nappes*), ou podem promover a inversão metamórfica das rochas, onde níveis crustais mais profundos (metamorfismo mais alto) acham-se sobrepostos a níveis crustais mais rasos (metamorfismo mais baixo). Algumas dessas falhas sofreram deslocamento horizontal considerável, com valores superiores a 100 km. Associam-se a cadeias dobradas, formando sistemas de falhas subparalelas nas porções anteriores das mesmas, com exemplos espetaculares nos Alpes, Himalaias e Apalaches. No Brasil, destacam-se os sistemas de empurrões na região do Quadrilátero Ferrífero, nos arredores de Ouro Preto, e na porção ocidental da bacia São Francisco, sudoeste de Minas Gerais, onde os xistos do Grupo Araxá estão sobrepostos aos calcários do Grupo Bambuí.

As falhas transcorrentes e transformantes são capazes de acomodar ou transferir grandes quantidades de movimento, tendo grande importância na articulação entre as placas litosféricas, a exemplo da falha de San Andreas, na costa oeste dos EUA, ou da falha de Motaga na Guatemala (Cap.6). São estruturas que apresentam atividade sísmica até os dias atuais, como reflexo de sua movimentação e da dinâmica interna do planeta Terra.

19.1 Exemplos de *rifts* brasileiros

O Sistema de *Rift* da Serra do Mar é um dos mais importantes do Brasil, estendendo-se por mais de 800 km ao longo da sua costa sudeste. Na área continental é integrado pelas bacias de Itaboraí, Taubaté, São Paulo e Curitiba, ao passo que no litoral submerso, pelas bacias petrolíferas de Campos (RJ e ES) e Santos (entre SP e SC). A diferença de nível entre a Serra da Mantiqueira (topo) e a base da bacia de Santos é superior a 11 km, e somente a escarpa da Mantiqueira possui um desnível de cerca de 1.500 m (Fig. 19.34). As bacias produtoras de petróleo do Brasil (Cap. 22), possuem espessura superior a 10 km de sedimentos, e são constituídas por três seqüências estratigráficas maiores: (1) basal (*rift*), lacustre, (2) intermediária, de ambiente transicional, com evaporitos e, (3) topo (mais de 2/3), marinha. Estas seqüências desenvolveram-se entre o Cretáceo Inferior e o Terciário Superior/Quaternário. O *Graben* do Recôncavo (Fig. 19.35) conecta-se para norte com as bacias Tucano e Jatobá. Trata-se de uma bacia alongada na direção N e NNE, com extensão superior a 400 km e mais de 5.000 m de sedimentos. Possui uma forma assimétrica em perfil – *graben* assimétrico – limitado a oeste pela falha de Maragogipe, e a leste pela falha de Salvador, esta última com rejeito vertical superior a 5 km. Junto a esta falha formou-se um espesso pacote de conglomerado, que testemunha sua atividade sincrônica à sedimentação. No graben distinguem-se dois sistemas principais de falhas: um mais antigo, com falhas normais associadas a *horsts* e *grabens*, que afetam as unidades basais; e outro mais jovem, associado com falhas lístricas, que afetam as unidades de topo. Estas estruturas foram importantes no condicionamento de hidrocarbonetos na bacia, principalmente os *horsts*. As falhas, além de terem servido de condutos para migração ascendente do petróleo, propiciaram também a colocação lado a lado de rochas geradoras (folhelhos) com rochas reservatórios (arenitos), favorecendo assim sua migração lateral. Muitos exemplos de rifts são conhecidos em outros continentes. Um dos mais famosos é o *Graben* do Reno, na Alemanha, alongado na direção NNE (300 km de extensão), com largura entre 35 e 40 km. A sedimentação é de idade terciária, lacustre na base e marinha para o topo. Calcários e depósitos de sal do Oligoceno marcam a passagem para o ambiente marinho. A espessura de sedimentos atinge cerca de 1.500 m. No leste da África ocorre um dos mais importantes sistema de *rifts* com mais de 3.000 km de extensão. Esta feição encontra-se em desenvolvimento por conta da tectônica global (Cap. 6) e em mais alguns milhares de anos levará à fragmentação do continente e abertura de um novo oceano.

Leituras recomendadas

CAIXETA, J. M.; BUENO, G. V.; MAGNAVITA, L.P.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobrás* vol.8, n.1. Rio de Janeiro: 1994.

DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. J. *Structural Geology of Rocks and Regions.* New York: John Wiley & Sons, 1996.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. *An Outline of Structural Geology.* New York: John Wiley & Sons, 1976.

LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica.* São Paulo: Edgard Blücher, 1976.

RAGAN, D. M. *Structural Geology, an Introduction to Geometrical Techniques.* New York: John Wiley & Sons, 1968.

RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. *The Techniques of Modern Structural Geology.* London: Academic Press, 1987.

RANGEL, H. D.; FRANCISCO, A. L. M.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás* vol. 8, n.1. Rio de Janeiro: 1994.

SKINNER, B. J.; PORTER, S. C. *The Dynamic Earth: an Introduction to Physical Geology.* New York: John Wiley & Sons, 1989.

VIANA, C. F.; GAMA, E. G.; SIMÕES, I.A.; MOURA, J. A.; FONSECA, J. R.; ALVES, R. J. Revisão estratigráfica da bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobrás* v. 14, nº 3/4. Rio de Janeiro, 1971.

20

RECURSOS HÍDRICOS

Ricardo Hirata

Em áreas de elevado risco geológico e climatológico, como aquelas sujeitas a terremotos e vulcanismo, a água subterrânea é uma reserva estratégica, uma vez que é menos vulnerável aos eventos catastróficos que atingem as populações.

Outro importante papel desempenhado pela água subterrânea é sua descarga em cursos de água superficial (**fluxo de base**), como rios e lagos, o que permite a sua manutenção durante a época de seca. O fluxo de base pode chegar à totalidade da vazão de um rio durante certas épocas do ano, permitindo a utilização desse recurso superficial para os mais diversos fins, incluindo a captação para o abastecimento ou para a diluição do esgoto não tratado lançado pelas cidades. O mesmo mecanismo garante a manutenção de áreas alagadiças, como brejos, pântanos, mangues e restingas, importantes para o equilíbrio ecológico.

Tabela 20.5 Padrão de potabilidade e classificação dos corpos de água considerando alguns compostos inorgânicos e orgânicos de risco à saúde.

COMPOSTOS INORGÂNICOS (mg/L)	Padrão de Potabilidade*	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4
Amônio (NH_4)	0,01	0,02	0,02	-	-
Arsênio (As)	0,5	0,05	0,05	0,05	-
Cádmio (Cd)	0,005	0,001	0,001	0,01	-
Cromo hexavalente (Cr)	0,05	0,05	0,05	0,05	-
Cianeto (CN)	0,05	0,01	0,01	0,2	-
Fluoreto (F)	0,6-1,7	1,4	1,4	1,4	-
Ferro (Fe)	0,3	-	-	-	-
Chumbo (Pb)	0,05	0,03	0,03	0,05	-
Mercúrio (Hg)	0,001	0,0002	0,0002	0,002	-
Nitrato (NO_3-N)	10	10	10	10	-
COMPOSTOS ORGÂNICOS (µg/L)**	**Padrão de Potabilidade***	**Classe 1**	**Classe 2**	**Classe 3**	**Classe 4**
Benzeno	10	10	10	10	-
Clorobenzeno	0,1	-	-	-	-
Tetracloreto de carbono	3	3	3	3	-
Clorofórmio	30	-	-	-	-
Pentaclorofenol	10	10	10	10	-
Clordano (total de isômeros)	0,3	0,04	0,04	0,3	-
DDT (diclorodifenil- tricloroetano)	1	0,002	0,002	1	-
PCBs	-	0,001	0,001	0,001	-
2,4 D (ácido dicloro-fenoxiacético)	100	4	4	20	-

* Portaria 36 do Ministério da Saúde; **A Comunidade Econômica Européia (1982) recomenda 10µg/L de hidrocarbonetos dissolvidos totais e de 0,5µg/L de fenóis sintéticos.

O grande "planeta água" está passando sede. É incrível imaginar que atualmente dezenas de milhões de pessoas vivam com menos de cinco litros de água por dia em um planeta que possui 70% de sua superfície coberta por água. É certo que a "hidrosfera aproveitável" é suficiente para o abastecimento de água de toda a população da Terra, mas ela é irregularmente distribuída. A água como substância está presente em toda parte, mas o recurso hídrico, entendido como um bem econômico e que pode ser aproveitado pelo ser humano dentro de custos financeiros razoáveis, é mais escasso.

Cerca de 97,5% de toda a água na Terra são salgadas. Menos de 2,5% são doces e estão distribuídas entre as calotas polares (68,9%), os aqüíferos (29,9%), rios e lagos (0,3%) e outros reservatórios (0,9%). Desta forma, apenas 1% da água doce é um recurso aproveitável pela humanidade, o que representa 0,007% de toda a água do planeta.

O problema da escassez de água está atingindo proporções alarmantes. Em 1972, a Conferência das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente em Estocolmo já prenunciava uma crise mundial da água. Na década de 1990, o Comitê de Recursos Naturais das Nações Unidas confirmou que 80 países, que representavam 40% da população mundial, padeciam de grave carência de água e que em muitos casos esta falta era um fator limitante para o desenvolvimento econômico e social. A escassez de água atinge hoje mais de 460 milhões de pessoas. Se não for alterado o estilo de vida da sociedade, um quarto da população mundial sofrerá este problema nas próximas décadas.

A contaminação da água vem crescendo assustadoramente, sobretudo nas zonas costeiras e em grandes cidades em todo o mundo. Fornecer água potável para todos é o grande desafio da humanidade para os próximos anos. A água de boa qualidade pode reduzir a taxa de mortalidade e aumentar a expectativa de vida da população. Segundo a Organização Mundial da Saúde, cerca de 4,6 milhões de crianças de até 5 anos de idade morrem por ano de diarréia, doença relacionada à ingestão de água não potável, agravada pela fome e resultado da má distribuição econômica de renda. A falta de higiene associada à escassez de água é causadora de doenças como tracoma, infecção contagiosa que atinge a córnea e causa a cegueira. Estima-se que meio bilhão de pessoas em países pobres sofrem deste mal. O abastecimento de água potável e o saneamento ambiental poderiam reduzir em 75% as taxas de mortalidade e enfermidades da população.

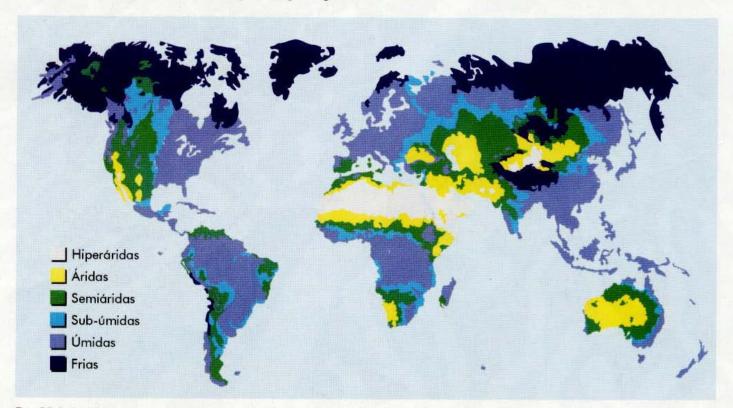



Fig. 20.1 Distribuição das regiões secas e úmidas no planeta. Fonte: Nações Unidas, 1997.

◄ Vista aérea da região de mangues no Parque Nacional do Cabo Orange (AP). Em muitas situações, a água subterrânea é origem e parte dos corpos de água superficial. Por que distingui-los, se são componentes do mesmo recurso? Foto: Zig Koch/Kino Arquivo

Neste capítulo veremos a situação dos recursos hídricos no Brasil e no mundo, sua disponibilidade, seu uso atual e as perspectivas futuras. Especial atenção será dada à água subterrânea, à sua distribuição e aos impactos causados pela atividade humana, incluindo a contaminação e a extração excessiva.

20.1 Abundância e Distribuição da Água Doce no Planeta

Aproximadamente 72.000 km³/ano de água retornam à atmosfera por evapotranspiração, dos 119.000 km³/ano da precipitação que caem sobre os continentes (Cap. 7). Os 47.000 km³/ano restantes de água doce que circulam pelo planeta, através do escoamento superficial e subterrâneo representam o **excedente hídrico**, que é a diferença entre o volume precipitado e o evapotranspirado, e pode ser decomposto no escoamento de água superficial e subterrânea.

A abundância de água em uma região é o resultado da interação entre o clima e a fisiografia. O Atlas da desertificação do Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente mostra seis diferentes divisões segundo a disponibilidade de umidade, desde hiperáridas até úmidas (Fig. 20.1). As regiões como América do Sul e Ásia são aquelas onde há maiores porções de terras úmidas, enquanto os maiores desertos encontram-se no norte da África e centro da Ásia. Somente na bacia do Amazonas fluem 16% da água doce do planeta e apenas a bacia do Congo-Zaire representa

Tabela 20.1 Descarga dos rios dos países mais ricos e mais pobres em água do planeta.

País	Descarga média dos rios (km³/s)	País	Descarga média dos rios (km³/s)
Brasil	6.220	Malta	15
Rússia	4.059	Gaza	46
EUA (incluindo Alasca)	3.760	União dos Emirados Árabes	500
Canadá	3.290	Líbia	600
China	2.800	Singapura	600
Indonésia	2.530	Jordânia	680
Índia	1.850	Israel	750
Colômbia	1.200	Chipre	900
Peru	1.100		
Comunidade Econômica Européia (15 países)	1.171		

Tabela 20.2 Excedente hídrico nos continentes.

Região	Precipitação (km³/ano)	Evapotranspiração (km³/ano)	Excedente Hídrico (km³/ano)
Europa	8.290	5.320	2.970
Ásia	32.200	18.100	14.100
África	22.300	17.700	4.600
América do Norte	18.300	10.100	8.180
América do Sul	28.400	16.200	12.200
Austrália e Oceania	7.080	4.570	2.510
Antártica	2.310	0	2.310
Total	119.000	72.000	47.000

Fonte: Nações Unidas, 1997.

um terço das drenagens de todos os rios africanos (Tabela 20.1). As regiões semi-áridas constituem 40% da superfície continental e somam apenas 2% do escoamento hídrico superficial. Nos 9 países mais ricos em água, incluindo Brasil, Rússia, E.U.A., Canadá, China, Indonésia, Índia, Colômbia e Peru, estão concentrados 60% do total de água doce do mundo, ou seja, um volume superior a 26.800 km^3/ano.

A Tabela 20.2 detalha o balanço hídrico dos principais continentes, indicando aqueles onde o excedente hídrico é positivo.

A má distribuição dos recursos hídricos não existe apenas espacialmente. Muitas vezes várias regiões são acometidas por grandes enchentes e em outra época do ano há períodos de seca. O tempo de residência da água na superfície terrestre também acaba por limitar sua disponibilidade. Suécia e Botswana recebem a mesma precipitação anual, mas o primeiro possui um clima úmido e o outro semi-árido. A razão desta desigualdade está nas altas taxas de evapotranspiração e distribuição irregular da chuva no país africano.

20.2 Demanda de Água

Segundo estatísticas recentes, estima-se que 9.000 km^3/ano de água são acessíveis ao consumo humano e cerca de 3.500 km^3 encontram-se armazenados em represas, somando um total de fácil acesso de 12.500 km^3/ano. O escoamento superficial total é de 47.000 km^3/ano, mas a exploração dos restantes 34.500 km^3/ano é difícil, custosa ou pode causar impactos negativos ao meio ambiente. Atualmente, 6.500 km^3 de água são utilizados por ano pela sociedade para diversos fins, concentrando-se no uso predominantemente agrícola, seguido pelo industrial e urbano (Fig. 20.2).

No século XX a demanda de água aumentou em mais de seis vezes, superando em duas vezes o crescimento populacional no período. O consumo *per capita* do recurso aumenta geometricamente com a melhora da renda da sociedade. Enquanto um volume de 80 litros/dia é considerado suficiente para a manutenção de uma pessoa em bons níveis de saúde e higiene, a população de Madagascar sobrevive com volume *per capita* de 5,4 litros/dia, e um cidadão norte-americano usa quantidades superiores a 500 litros/dia, sobretudo devido ao desperdício.

O próprio crescimento populacional demanda um aumento na produção agrícola. Hoje, 2.600 km^3/ano de água são utilizados nas lavouras em todo o mundo.

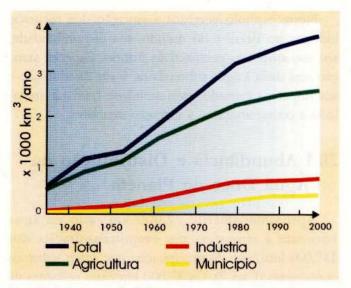



Fig. 20.2 Uso mundial de água por setores nos últimos 60 anos. Fonte: Nações Unidas, 1997.

O uso da irrigação, juntamente com a introdução de espécies de alto rendimento, a utilização de fertilizantes e agrotóxicos, tem permitido um grande rendimento das culturas. Embora ocupando somente 17% das terras agrícolas do mundo, a lavoura irrigada produz 35% da produção mundial de alimentos. A necessidade cada vez maior de água para a irrigação fez com que desde 1960 tenha havido um aumento de consumo de água em mais de 60%.

Dividindo-se globalmente a água existente no planeta por toda a sua população, não haveria escassez de água. Para o ano 2000, os aportes superficiais e subterrâneos de água poderiam fornecer cerca de 6.500 m^3/ano.pessoa, ou seja 6,5 vezes maior que a quantidade mínima considerada razoável pelas Nações Unidas. Entretanto esses números são irreais, pois, além de considerarem toda a água de superfície e não aquela efetivamente disponível, não analisa a distribuição do recurso hídrico e da população no mundo. Considerando o número de pessoas em 1995, o uso *per capita* de água e a classificação em cinco níveis das Nações Unidas, determinou-se o grau de carência de água dos países (Fig. 20.3 e Tabela 20.3).

Nesse cenário o Brasil é um país privilegiado, uma vez que recentes estimativas indicam que aqui correm 53% da água doce da América do Sul e 12% da vazão total mundial dos rios, ou seja, um total de 177.900 m^3/s. Esta imensa quantidade de água é resultado da extensão territorial, somada ao regime climático, predominantemente equatorial e tropical úmido, com precipitações médias anuais de 1.000 a 3.000 mm/ano em mais de 90% do território.

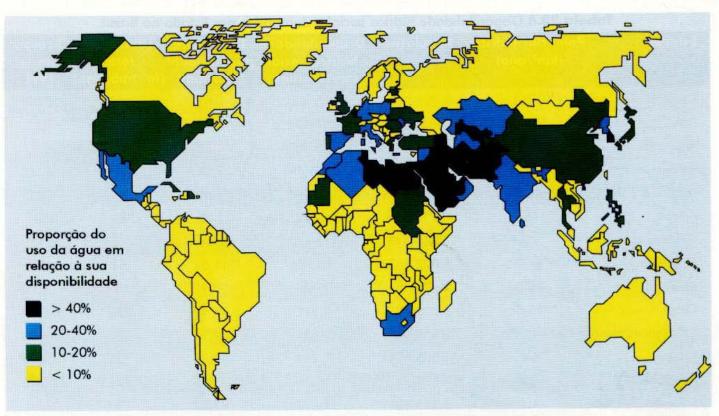



Fig. 20.3 Proporção entre uso e disponibilidade hídrica no mundo. Fonte: Nações Unidas, 1997.

Tabela 20.3 Classificação de Margat (1997) dos países segundo a disponibilidade e uso *per capita* de água em m³/ano.pessoa.

Disponibilidade / Uso	Muito Pobre (<500)	Pobre (500-1.000)	Regular (1.000-2.000)	Suficiente (2.000-10.000)	Rico (10.000-100.000)	Muito Rico (>100.000)
Muito Baixo (<100	Bahamas, Singapura	Quênia	Etiópia	Gana, Nigéria,	Angola,Indonésia, Zaire	Gabão
Baixo (100-500)	Argélia	Cabo Verde	África do Sul, Líbano, Polônia, Somália	China, Etiópia	Áustria, Bangladesh, Bolívia, **BRASIL,** Colômbia, Venezuela	Guiana (Fr)
Moderado (500-1.000)	E. Árabes, Gaza, Israel, Jordânia, Tunísia	Bélgica, Ucrânia		Alemanha, Espanha, França, Itália, México, Peru, Síria, Reino Unido	Albânia, N. Zelândia, Rússia	Islândia
Alto (1.000-2.000)	Arábia, Saudita, Líbia	Egito	Paquistão	EUA, Filipinas, Irã	Argentina, Austrália, Canadá, Chile	
Muito Alto (>2.000)	EUA (Baixo Colorado)			Iraque,	Turquistão, EUA (Colorado)	Sibéria (Rússia)

Tabela 20.4 Disponibilidade hídrica social e demandas por Estado no Brasil.

Estados	Potencial hídrico (km³/ano)	População	Disponibilidade hídrica social (m³/hab/ano)	Densidade populacional (hab/km²)	Utilização total (m³/hab/ano)	utilização em % 1991
Rondônia	150,2	1.229.306	115.538	5,81	44	0,03
Acre	154,0	483.593	351.123	3,02	95	0,02
Amazonas	1.848,3	2.389.279	773.000	1,50	80	0,00
Roraima	372,3	247.131	1.506.488	1,21	92	0,00
Pará	1.124,7	5.510.849	204.491	4,43	46	0,02
Amapá	196,0	379.459	516.525	2,33	69	0,01
Tocantins	122,8	1.048.642	116.952	3,66		
Maranhão	84,7	5.022.183	16.226	15,89	61	0,35
Piauí	24,8	2.673.085	9.185	10,92	101	1,05
Ceará	15,5	6.809.290	2.279	46,42	259	10,63
R.Grande do Norte	4,3	2.558.660	1.654	49,15	207	11,62
Paraíba	4,6	3.305.616	1.294	59,58	172	12,00
Pernambuco	9,4	7.399.071	1.270	75,98	268	20,30
Alagoas	4,4	2.633.251	1.692	97,53	159	9,10
Sergipe	2,6	1.624.020	1.625	73,97	161	5,70
Bahia	35,9	12.541.675	2.872	22,60	173	5,71
Minas Gerais	193,9	16.672.613	11.611	28,34	262	2,12
Espírito Santo	18,8	2.802.707	6.714	61,25	223	3,10
Rio de Janeiro	29,6	13.406.308	2.189	305,35	224	9,68
São Paulo	91,9	34.119.110	2.209	137,38	373	12,00
Paraná	113,4	9.003.804	12.600	43,92	189	1,41
Sta. Catarina	62,0	4.875.244	12.653	51,38	366	2,68
R.Grande do Sul	190,0	9.634.688	19.792	34,31	1.015	4,90
Mato Grosso do Sul	69,7	1.927.834	36.684	5,42	174	0,44
Mato Grosso	522,3	2.235.832	237.409	2,62	89	0,03
Goiás	283,9	4.514.967	63.089	12,81	177	0,25
D. Federal	2,8	1.821.946	1.555	303,85	150	8,56
BRASIL	5.610,0	157.070.163	35.732	18,37	273	0,71

Fonte: Rebouças, 1994.

A maior bacia hidrográfica brasileira é a do Amazonas, com 72% da vazão dos rios nacionais, seguida das bacias do Paraná (6,3%), Tocantins (6%), Parnaíba-Atlântico Norte (3%), Uruguai (2,5%), e Atlântico Sul e São Francisco (ambas com 1,7%).

O valor de disponibilidade hídrica social, ou seja, o total de água da descarga continental, dividido pela população no Brasil é de 35.732 m³/hab/ano (Tabela 20.4). É possível notar que somente alguns Estados do Nordeste apresentam uma disponibilidade hídrica considerada regular (1.000-2.000m³/hab/ano), pois os outros apresentam abundância do recurso. Entretanto uma análise mais detalhada vai expor a carência do recurso em bacias hidrográficas específicas, como a do Alto do Tietê (SP), do Oriental Pernambuco, do Leste Potiguar (RN) e de Fortaleza (CE), por exemplo. Os Estados brasileiros de maior utilização *per capita* de água são Rio Grande do Sul, São Paulo, Santa Catarina, Pernambuco e Minas Gerais, e aqueles que, porcentualmente, mais utilizam o recurso hídrico total são Pernambuco, São Paulo, Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará.

20.3 Impacto das Atividades Antrópicas nos Recursos Hídricos

As extrações desmedidas dos corpos de água e a contaminação são os dois grandes problemas que têm ocupado as atenções dos governos nas últimas décadas. O abastecimento de grandes áreas metropolitanas exige que a água seja trazida de regiões cada vez mais distantes, onerando e comprometendo os recursos hídricos. Ao mesmo tempo, tradicionalmente os rios têm servido de receptores para os lançamentos de esgotos urbanos, de lixos e de efluentes agro-industriais. Em várias regiões o meio ambiente tem sido incapaz em degradar estes contaminantes e restituir o seu equilíbrio natural.

A derivação de um curso de água pode também comprometer a sua qualidade, uma vez que a redução na vazão do rio diminui a sua capacidade depurativa, aumentando assim a contaminação.

No Brasil os corpos de água doce são classificados em cinco classes, segundo a sua qualidade bio-físico-química. As classes limitam a concentração de contaminantes presentes nos efluentes lançados em rios ou infiltrados em aqüíferos. Por exemplo, o chumbo pode ser tolerado em até 0,03mg/L em corpos de classe 1 e 2 e até 0,05 na classe 3 e praticamente sem restrição para a classe 4. A classe especial, que inclui as águas subterrâneas, é aquela em que os lançamentos de efluentes ou infiltrações de contaminantes não devem exceder as qualidades naturais do corpo receptor ou os padrões de potabilidade humana para a água (Tabela 20.5).

O padrão de potabilidade é definido pelas legislações federal e estadual, com uma série de parâmetros físicos, químicos e biológicos e os limites máximos permitidos para o ser humano. Esse padrão é baseado em dois critérios diferentes: um que afeta a saúde (toxicidade, carcinogenicidade e mutagenicidade) e o segundo, associado a valores estéticos (organolépticas). Várias são as limitações de tais listas, uma vez que a quantidade de produtos químicos comercializados hoje supera em muito as substâncias analisadas quanto ao risco à saúde e ao meio ambiente.

O que representa 1µg/L (micrograma por litro) de contaminação?

Alguns compostos químicos como solventes halogenados, utilizados amplamente como desengraxantes pela indústria moderna, são altamente tóxicos. O padrão de potabilidade para alguns deles não ultrapassa alguns microgramas por litro. Como um litro de água tem uma massa aproximada de 1 kg (densidade 1 kg/litro), pode-se dizer que 1µg/L corresponde a uma solução contendo um micronésimo de grama (0,000001g) de contaminante misturada em uma massa de 1 kg de água. É equivalente, então, a uma concentração de uma parte por bilhão (ppb), ou seja, 1 kg de contaminante em um bilhão de kg de água. Mas para se ter uma idéia de quão pequeno é esse valor, imagine um edifício residencial médio de 20 andares com 80 apartamentos. Se fosse possível enchê-lo completamente de água, seria necessário apenas o volume de uma xícara de chá do contaminante para se obter a concentração de 1ppb.

20.4 O Recurso Hídrico Subterrâneo

20.4.1 Ocorrência e importância da água subterrânea

Embora representem 97% da água doce líquida do planeta, o que por si só mostraria seu valor, as águas subterrâneas desempenham um papel fundamental no abastecimento público e privado em todo o mundo. Estima-se que mais de 1,5 bilhão de pessoas em núcleos urbanos e uma grande parcela da população rural tenham suas necessidades supridas pelo manancial subterrâneo. As tendências mundiais mostram um forte crescimento dessas cifras, sobretudo em países de economias periféricas, que estão encontrando na água subterrânea uma alternativa de baixo custo, devido a sua fácil obtenção e boa qualidade natural.

O valor econômico deste recurso também é grande. O uso agrícola na irrigação de pequenas e grandes propriedades tem aumentado, permitindo a regularização no suprimento de água em épocas de seca. Muitas vezes, em grandes centros urbanos, as águas subterrâneas podem até ter disponibilidades volumétricas menores, em comparação aos recursos superficiais, mas o uso pela indústria e comércio tem freqüentemente gerado produtos de maior valor agregado.

Na América Latina, embora não existam cifras oficiais seguras do uso da água subterrânea para o abastecimento público e privado, seu papel é vital para muitos países. A Fig. 20.4 mostra a dependência dos países do recurso hídrico subterrâneo, indicando também alguns núcleos urbanos de grande demanda.

Fig. 20.4 Importância das águas subterrâneas para o abastecimento público na América Latina e Caribe.

Em pelo menos duas das maiores concentrações urbanas do continente americano, Cidade do México e Lima (Peru), os recursos hídricos subterrâneos suprem a maior proporção das necessidades municipais e domésticas de água potável. No caso da Cidade do México, a gigantesca cifra de 3.200 milhões de litros por dia (ML/dia) (94% do total suprido em 1982) é fornecida por um conjunto de 1.330 poços tubulares. A água distribuída na Grande Lima, incluindo o Porto de Callao, é obtida pelo bombeamento de 320 poços, produzindo mais de 650 ML/dia. Em outras grandes áreas urbanas, incluindo Buenos Aires e Santiago (Chile), a água subterrânea proporciona uma significativa parcela do suprimento municipal de água potável.

A excelente qualidade natural aliada ao baixo custo tem justificado o crescente uso deste recurso mesmo em áreas úmidas com excedentes hídricos, como na América Central ou no Brasil, onde 35% da população fazem uso deste recurso para o suprimento de suas necessidades de água potável. No Estado de São Paulo, por exemplo, 70% dos núcleos urbanos são abastecidos total ou parcialmente por águas oriundas de aqüíferos, totalizando 34% da população.

20.5 A Influência das Atividades Antrópicas nos Recursos Hídricos Subterrâneos

20.5.1 A extração intensiva das águas subterrâneas

Muito embora os aqüíferos formem o maior reservatório de água potável líquida do mundo, sua distribuição não é igual no planeta. Algumas áreas possuem uma abundância deste recurso enquanto em outras é quase inexistente. O principal controle é a interação entre as características geológicas e climatológicas da área. Como visto no Cap. 7, a permeabilidade e a porosidade da rocha definem a capacidade do aqüífero em transmitir, armazenar e fornecer água. O clima, na zona de recarga, vai controlar os volumes ingressados de água ao aqüífero, através do balanço hídrico.

Qualquer bombeamento de um poço causa alguma descida nos níveis de um aqüífero. Caso a extração seja limitada, o nível de água se equilibrará em função do balanço entre a extração e a recarga. Entretanto, se a extração for maior que a capacidade de reposição de água no aqüífero, o nível hidráulico continuará caindo ao longo dos anos e poderá chegar a comprometer seriamente o recurso subterrâneo.

Quando a extração de água do aqüífero supera a recarga em períodos muito prolongados, ou quando o bombeamento está concentrado em uma pequena zona, ocorre a **superexploração,** ou seja, a retirada de água do aqüífero se dá em quantidades maiores que a sua reposição, acarretando desequilíbrios no balanço entre as entradas de água no aqüífero (recarga) e as saídas (extração). Devido ao grande armazenamento do aqüífero, este pode ser, durante períodos específicos, explorado em volumes maiores que a sua recarga sem problemas, desde que isso ocorra de forma estudada e planejada.

As conseqüências da exploração irracional normalmente estão associadas aos seguintes problemas, alguns já interpretados no Cap. 7:

- redução na capacidade produtiva individual do poço ou de poços próximos, com aumento nos custos de bombeamento;
- indução de fluxos laterais de água salina da costa marítima;
- infiltração de água subterrânea de baixa qualidade advinda de outras unidades aqüíferas mais superficiais;
- drenagem de rios e outros corpos de água superficial, pelo rebaixamento do nível hidráulico do aqüífero;
- subsidência do terreno, resultando em problemas de estabilidade e danos de edificações e rede de esgoto.

20.1 Quanto de água subterrânea tem o Brasil?

Os 8.512.000 km² do território nacional podem armazenar um volume superior a 112.000 km³ de água subterrânea. Esta colossal quantidade de água poderia abastecer a população do planeta durante 250 anos. Infelizmente, nem toda a água subterrânea pode ser extraída, tampouco a sua distribuição é equitativa em todo o País. Diferentes rochas têm diferentes capacidades de armazenar e transmitir água. Em certas áreas, o regime climático limita a recarga dos aqüíferos, reduzindo a sua produção. As grandes províncias hidrogeológicas do País e as suas principais características aqüíferas estão na Fig. 20.5.

Províncias hidrogeológicas do Brasil
(DNPM/CPRM, 1983)

PROVÍNCIA HIDROGEOLÓGICA		DOMÍNIO AQÜÍFERO	SISTEMA AQÜÍFERO PRINCIPAL	VOLUME DE ÁGUA (km³)	VAZÃO/POÇO (m³/h)
1 ESCUDO SETENTRIONAL					
2 ESCUDO CENTRAL			Zonas fraturadas	80	< 1-5
3 SÃO FRANCISCO					
4 ESCUDO ORIENTAL	4a - Nordeste 4b - Sudeste	Área cristalina exposta e rochas alteradas			
5 ESCUDO MERIDIONAL					
6 CENTRO OESTE	6a - Ilha do Bananal 6b - Alto Xingu 6c - Chapada dos Parecis 6d - Alto Paraguai		Manto de rocha alterada e/ou fraturada	10.000	5 - 10
7 AMAZONAS		Bacia Sedimentar do Amazonas	Barreiras Alter do Chão	32.500	10 - 400
8 PARAÍBA		Bacia Sedimentar do Maranhão	Itapecuru Cordas-Grajaú Motuca Poti-Piauí Cabeças Serra Grande	17.500	10 - 1000
9 PARANÁ		Bacia Vulcano - Sedimentar do Paraná (porção brasileira)	Bauru Serra Geral Guarani (Botucatu-Pirambóia) Rio do Rastro Furnas Aquidauana	50.400	10 - 700
10 COSTEIRA	10a - Barreirinhas	Bacia Sedimentar São Luís - Barreirinha	São Luís	250	10 - 150
	10b - Potiguar	Bacia Sedimentar Potiguar - Recife	Barreiras Jandaíra	230	5 - 550
	10c - Alagoas e Sergipe	Bacia Sedimentar Alagoas - Sergipe	Barreiras Marituba	100	10 - 350
	10d - Recôncavo, Tucano e Jatobá	Bacia Sedimentar Jatobá - Tucano - Recôncavo	Marizal São Sebastião Tacaratu	840	10 - 500
	10e - Amapá 10f - Ceará e Piauí 10g - Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte 10h - Rio de Janeiro, Espírito Santo e Bahia 10i - Rio Grande do Sul	Depósitos diversos	Aluviões e dunas	411	2-40

Fig. 20.5 As águas subterrâneas no Brasil. Fontes: DNPM/CPRM, 1983 e Rebouças, 1999.

Problemas de extração não controlada em aqüíferos são bastante comuns em várias partes do mundo, como conseqüência do crescimento desordenado das cidades e da falta de planejamento no uso dos recursos hídricos. Em várias cidades da Ásia têm sido observadas quedas entre 20 e 50 metros nos níveis dos aqüíferos. A situação mais dramática é observada em León-Guanajuato, México, onde os níveis desceram 90 metros entre 1960 e 1990 e nos anos subseqüentes a um ritmo de 1 a 5 metros por ano.

No Brasil, muitos casos de perfuração descontrolada de poços ocorreram pela inexistência de dispositivos legais que regulamentem a atividade. O Código de Águas de 1934 dispunha que o dono de qualquer terreno poderia se apropriar, por meio de poços ou galerias, da água que existia em subsuperfície na sua propriedade, contanto que não prejudicasse os aproveitamentos existentes, nem derivasse a água de seu curso natural. Somente com a Constituição Federal de 1988 e com as leis decorrentes, a água subterrânea passou a ser considerada bem de domínio dos Estados, possibilitando o efetivo gerenciamento da reserva hídrica subterrânea.

Mesmo em áreas onde as propriedades contam com rede de água tratada, a perfuração de poços para uso privado é bastante comum, sobretudo para indústrias, empresas e condomínios residenciais. Esta prática é motivada pela economia direta desta fonte alternativa e/ou pela possibilidade de contar com uma fonte adicional segura, em áreas onde o fornecimento não é regular. Devido à falta de disciplina nas autorizações de perfuração e de exploração de poços na maioria dos países, a grande densidade de poços em núcleos urbanos acaba provocando problemas de superexploração e redução dramática dos níveis dos aqüíferos.

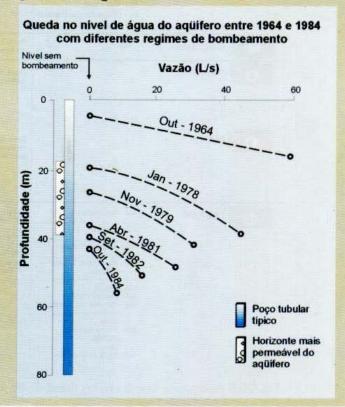
A urbanização causa a impermeabilização do solo e a expulsão das áreas verdes agrícolas em torno das cidades, o que acaba por reduzir a infiltração e a recarga do aqüífero. Por outro lado, as perdas de água potável por vazamento da rede de distribuição, que facilmente chegam a 45% do volume total, contribuem de forma bastante eficiente com a recarga do aqüífero. Muitas vezes, a urbanização faz com que a contabilidade hidráulica seja mais favorável ao aqüífero.

20.5.2 Intrusão salina

Nas áreas costeiras, os aqüíferos normalmente descarregam suas águas no mar. Existe um equilíbrio dinâmico entre as águas subterrâneas, de baixo conteúdo salino, e as águas salgadas que saturam as rochas ou sedimentos sob o mar. Quando este equilíbrio se rompe, através do bombeamento de poços, por exemplo, há a invasão da água marinha salina no interior do aqüífero, causando a sua degradação.

20.2 Superexploração de aqüífero

Na América Latina, um dos mais importantes exemplos de superexploração de aqüífero pode ser observado na Área Metropolitana de Lima (Peru). Em 1985, 264 poços tubulares municipais extraíam mais de 208Mm³/a de água de um sistema aqüífero livre (alúvio-coluvionar) de grande produtividade. A falta de planejamento de uso do recurso tem causado problemas de queda dos níveis do aqüífero, que implicam poços de maior profundidade e maior dispêndio de energia elétrica. Em 1964, os níveis de água eram quase aflorantes e, em menos de 20 anos, desceram 40 metros, exaurindo os horizontes aqüíferos mais permeáveis. A produção média, de 43-60L/s (154-216m³/h) por poço em 1964, caiu para menos de 25 L/s (90m³/h) em 1984. Em 1975 gastava-se 0,7 kW para produzir 1 m³ de água e dez anos após, 0,88kW/m³ (Fig. 20.6).

Fig. 20.6 Redução dramática na produção de poços públicos de abastecimento de água na cidade de Lima, Peru.

A água do mar é mais densa que a água subterrânea. Isto faz com que uma cunha de água salgada se posicione sob a água doce do aqüífero (Fig. 20.7). Obviamente o formato preciso dessa cunha, bem como suas dimensões, vai depender do fluxo da água subterrânea, do gradiente hidráulico do aqüífero, da variação do nível do mar, do efeito de maré, da heterogeneidade e anisotropia do aqüífero e, caso exista, da intervenção do ser humano.

Na virada do século XIX, os pesquisadores Ghyben e Herzberg, trabalhando independentemente, estabeleceram uma relação entre um aqüífero livre, de porosidade primária, homogêneo e isotrópico e as águas do mar, com um modelo hidrostático, que levava em consideração apenas as densidades dos fluidos. Embora o modelo seja bastante simples, ele dá uma noção da sensibilidade deste sistema face ao bombeamento de poços na linha de costa. Segundo esses autores, o rebaixamento de apenas um metro do nível do aqüífero, através da extração de um poço próximo à cunha salina, causaria uma ascensão ou intrusão de até 40 metros da água salgada.

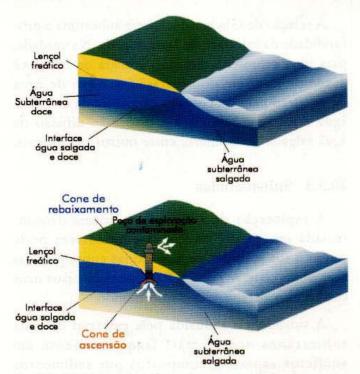



Fig. 20.7 Relação entre água subterrânea e água do mar em área de descarga de um aqüífero livre. A extração de água subterrânea da linha de costa acaba por criar o avanço da água salgada em subsuperfície, processo chamado de intrusão salina.

Tabela 20.6 Áreas de subsidência causada pelo bombeamento excessivo de água subterrânea.

Localidade	Subsidência máxima (m)	Área de subsidência (km²)	Principais períodos de ocorrência
Japão			
Osaka	3	190	1928 -68
Tóquio	4	190	1920 -70
México			
Cidade do México	9	130	1938 – 70
Taiwan			
Taipei	1 – 3	130	1961 – 69
EUA			
Arizona Central	2 -3	650	1948 – 67
California			
Vale de Sta Clara	4	650	1920 – 70
Vale de San Joaquin	3 – 9	1.000	1935 – 70
Lancaste	1	400	1955 – 67
Nevada			
Las Vegas	1	500	1935 – 63
Texas			
Houston-Galveston	1 – 1,5	8.860	1943 – 64
Louisiana			
Baton Rouge	0,3	650	1934 – 65

A relação de Ghyben-Herzberg subestima a profundidade da interface da água salgada. Na verdade, para uma representação mais realista da interface devemos levar em consideração o fluxo de água do aqüífero para o oceano, a espessura da interface água doce-água salgada e a dispersão-difusão da água salgada no aqüífero, entre outros parâmetros.

20.5.3 Subsidências

A exploração de aqüíferos de forma descontrolada em alguns terrenos sedimentares pode causar a sua subsidência, com sérias conseqüências para obras civis. A Tabela 20.6 mostra os casos mais conhecidos de subsidência no mundo.

A subsidência induzida pela extração de água subterrânea ocorre mais freqüentemente em aqüíferos espessos, compostos por sedimentos pouco consolidados, formados pela intercalação de camadas aqüíferas, mais arenosas, e aqüitardes (camadas de baixa permeabilidade), mais argilosas. A extração de água do aqüífero se dá preferencialmente pelas camadas mais arenosas, drenando verticalmente a água dos aqüitardes. Duas pressões atuam sobre o aqüífero: a pressão hidrostática, representada pela carga hidráulica e a tensão efetiva, resultante da massa de sólidos que compõe as camadas confinantes do aqüífero. A extração de água reduz as pressões hidrostáticas e isto acaba por impor ao sedimento uma carga maior (tensão efetiva), que compacta o meio aqüífero, reduzindo os espaços porosos. A compactação é pouco eficiente em materiais grossos como areias e cascalhos, mas é até três ordens de magnitude mais importante em argilas.

Outro problema associado ao bombeamento de aqüíferos ocorre em terrenos cársticos. Neste caso, o mecanismo é mais simples e está relacionado ao colapso de vazios em rocha calcária que eram parcialmente suportados pela água no seu interior. Com a extração e não reposição da água nessas cavidades, aumenta o risco do teto ceder às pressões das porções superiores. Tal problema foi dramaticamente vivenciado na cidade de Cajamar, no interior de São Paulo, na década de 1990, conforme detalhado no Cap. 7.

20.3 Subsidência na Cidade do México

A Cidade do México tem vivenciado sérios problemas de subsidência associada à exploração descontrolada do aqüífero. As duas fotos foram tiradas do mesmo local, mas em datas distintas. A primeira na década de 1910 e a segunda em 1995. É possível notar que a avenida, por onde circulavam os antigos carros, estava na mesma altura da base da estátua. 30 anos depois, uma escadaria de mais de 2,5 m foi construída para se ter acesso ao mesmo nível da estátua. A avenida abaixou em relação à estátua, que tem a sua fundação em rochas mais estáveis e não passíveis de subsidência (Fig. 20.8).

Fig. 20.8 Subsidência na Cidade do México causada pela extração de água subterrânea. Pode-se notar o rebaixamento do nível da avenida em relação à base da estátua. Fotos: Instituto Nacional de Bellas Artes y Literatura, México, e R. Hirata.

20.6 A Contaminação da Água Subterrânea

A água subterrânea apresenta geralmente excelentes qualidades químicas e físicas, sendo apta para o consumo humano, muitas vezes sem tratamento prévio. A contaminação ocorre quando alguma alteração na água coloca em risco a saúde ou o bem estar de uma população.

Entre os compostos inorgânicos, o nitrato é o contaminante de ocorrência mais ampla em aqüíferos. As fontes mais comuns deste contaminante são os sistemas de saneamento *in situ* (fossas e latrinas) e a aplicação de fertilizantes nitrogenados na agricultura. A grande preocupação ambiental associada ao nitrato está no fato dele possuir grande mobilidade e persistência em condições aeróbicas. Os metais pesados (incluindo cádmio, cromo, chumbo e mercúrio) apresentam baixa mobilidade em muitos ambientes naturais. Este comportamento pode ser alterado sob forte mudança nas condições físico-químicas (pH e Eh). Os compostos orgânicos sintéticos são, pela toxicidade, aqueles de maior preocupação ambiental. Os padrões de potabilidade existentes não cobrem a totalidade das substâncias utilizadas pela sociedade industrial. Isso decorre da insuficiente evidência médica que permita o estabelecimento de recomendações seguras.

Tabela 20.7 Exemplos de alguns casos de contaminação de aqüíferos envolvendo solventes halogenados altamente tóxicos em aqüíferos permeáveis.

Local e mapa da pluma contaminante (2,5 km; Fluxo →)	Fonte provável	Contaminante predominante	Volume da pluma (litros)	Volume estimado do contaminante lançado no aqüífero (litros)
Ocean City, New Jersey	Indústria Química	Tricloroetileno 1,1,1-Tricloroetano Tetracloroetileno	5.700.000.000	15.000
Mountain View, California	Indústria Eletrônica	Tricloroetileno 1,1,1-Tricloroetano	6.000.000.000	9.800
Cape Cod, Massachusetts	Drenos de infiltração de esgoto	Tricloroetileno Tetracloroetileno	40.000.000.000	1.500
Gloucester, Ontario	Aterro sanitário	1,4-Dioxano Freon 113	102.000.000	190
San Jose, California	Indústria Eletrônica	1,1,1-Tricloroetano Freon 113 1,1-Dicloroetileno	5.000.000.000	130
Denver, Colorado	Aeroporto	1,1,1-Tricloroetano Tricloroetileno Dibromocloropropano	4.500.000.000	80

Alguns compostos orgânicos halogenados, utilizados amplamente como solventes e desengraxantes, e alguns hidrocarbonetos podem causar problemas irremediáveis aos aqüíferos. Estes compostos são altamente tóxicos e bastante persistentes em subsuperfície. Devido a suas características físicas, os primeiros são geralmente mais densos que as águas (DNAPL: *dense non-aqueous phase liquid*) e os outros, menos densos (LNAPL: *light non-aqueous phase liquid*). Como apresentam baixa solubilidade geralmente acabam por criar uma fase imiscível que afunda ou flutua no aqüífero, de acordo com o composto. A remoção total desses compostos em meios porosos, principalmente quando frações argilosas estão presentes, é praticamente impossível. Não existe ainda tecnologia disponível que permita que aqüíferos seriamente contaminados por esses produtos sejam remediados. A preocupação ambiental ainda é maior quando se verifica que pequenas quantidades desses líquidos podem gerar grandes volumes de aqüíferos contaminados, conhecidos como **plumas contaminantes** (Tabela 20.7). Um exemplo impressionante foi o ocorrido em San Jose (Califórnia, EUA), onde apenas 130 litros de solventes geraram uma pluma de 5.000.000.000 litros.

Outros contaminantes bastante comuns nas águas subterrâneas são os microorganismos patogênicos, incluindo as bactérias e vírus. Para a medição da qualidade da água tanto superficial como subterrânea, é usado o padrão de contagem de coliformes. Embora estas bactérias sejam inofensivas ao homem, elas são usadas devido a sua grande abundância nas fezes de animais. Portanto a detecção de coliformes nas águas é um indicador de contaminação recente.

Embora esse padrão seja mundialmente aceito e disseminado, para as águas subterrâneas ele é bastante limitado. Essas bactérias sobrevivem em aqüíferos, em média uma semana, contra mais de 200 dias de alguns vírus patogênicos, fazendo com que muitas vezes a sua ausência não exclua problemas de qualidade da água por outros microorganismos patogênicos mais persistentes.

Eventualmente, a contaminação das águas subterrâneas pode ocorrer por mecanismos naturais. A interação entre a água e a rocha faz com que a água se enriqueça de certas substâncias, algumas das quais em concentrações que a tornam não potável. Estes problemas, embora não tão comuns, ocorrem em aqüíferos onde a matriz mineral apresenta concentração elevada dessas substâncias e o ambiente freqüentemente propicia a sua solubilização. Os contaminantes mais comuns são ferro, manganês e flúor, e em concentrações menores arsênio, cromo, cádmio, níquel, zinco, cobre, entre outros.

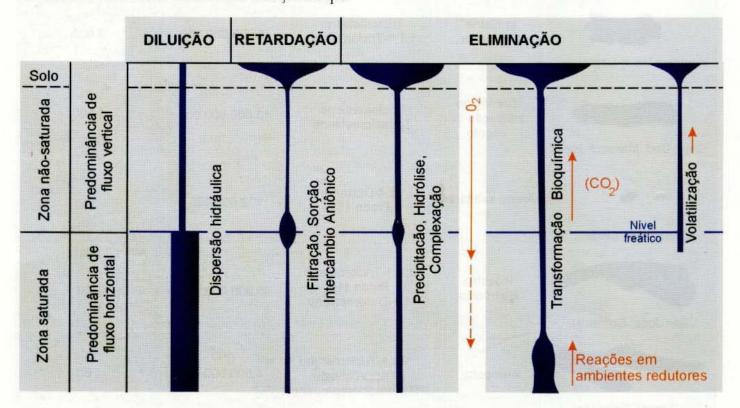



Fig. 20.9 Perfil de degradação do solo e zona saturada e não-saturada. A espessura da linha corresponde a maior ou menor atuação do processo indicado.

Uma das mais graves contaminações de origem natural, envolvendo arsênio, ocorreu em Bangladesh. Um programa coordenado pelas Nações Unidas perfurou milhares de poços nos vales deltáicos daquele país, como alternativa para o abastecimento de água de população ali residente, que anteriormente extraía água diretamente de rios contaminados. A exploração dos aqüíferos rebaixou os níveis freáticos, que induziu a oxidação do sedimento. Esta alteração do ambiente físico-químico acabou por solubilizar o arsênio, que contaminou milhares de pessoas causando problemas graves de saúde.

Água subterrânea contendo elevada concentração de flúor tem sido detectada na bacia sedimentar do Paraná. Vários poços, inclusive de grande profundidade explorando o Sistema Aqüífero Guarani (formações Botucatu-Pirambóia), estão inoperantes ou sendo sub-utilizados por esta razão. Embora vários estudos tenham sido realizados, ainda existem muitas dúvidas sobre a origem desse íon na água.

O solo participa ativamente da atenuação de muitos, mas não todos, contaminantes da água subterrânea. O processo de atenuação continua em menor grau na zona não-saturada, especialmente onde sedimentos não consolidados, em oposição a rochas fraturadas (pouco reativas), estão presentes (Fig. 20.9). Tanto o solo como a zona não-saturada são a primeira linha de defesa natural contra a poluição da água subterrânea. Isto ocorre não somente pela sua posição estratégica, mas também pelo ambiente mais favorável à atenuação e eliminação de poluentes e pela presença de grande quantidade de microorganismos.

A água na zona não-saturada movimenta-se normalmente de forma lenta, restrita aos menores poros. As velocidades geralmente não excedem a 0,2m/dia em curtos períodos de tempo e menores ainda para períodos mais longos. As condições químicas geralmente são aeróbicas e freqüentemente alcalinas, permitindo:

a) interceptação, sorção e eliminação de microorganismos patogênicos,

b) degradação da carga de metais pesados e outros químicos inorgânicos, através da precipitação (como carbonatos, sulfatos e hidróxidos), sorção e trocas iônicas e

c) sorção e biodegradação de muitos hidrocarbonetos sintéticos e naturais.

Tais processos continuam, em menor grau, na zona saturada. Nesta zona a redução das concentrações ocorre principalmente pela diluição, resultado da dispersão que acompanha o fluxo da água subterrânea.

A atenuação de contaminantes não é a mesma para todos os aqüíferos. Algumas unidades oferecem melhor proteção que outras, devido às características litológicas e hidráulicas da zona não-saturada ou do aqüitarde. Desta forma, a **vulnerabilidade à poluição** de um aqüífero é uma característica intrínseca que determina a sensibilidade do aqüífero em ser contaminado.

20.6.1 Causas Antrópicas da Poluição de Aqüíferos

Uma lista das principais fontes potencialmente contaminantes é apresentada na Tabela 20.8. As atividades mais importantes no contexto latino americano são os sistemas de saneamento *in situ*, ou aquelas que infiltram os efluentes diretamente no solo, como deposição incorreta de resíduos sólidos, vazamento de postos de gasolina, entre outras.

Fig. 20.10 Contaminação da água subterrânea por fossas sépticas e negras.

Áreas urbanas sem rede de esgoto

Sistemas *in situ* de esgotamento sanitário, como fossas sépticas, latrinas, fossas ventiladas e secas, entre outras, são adequadas para a disposição de efluentes domésticos em zonas rurais, vilas e pequenas cidades a um custo bastante reduzido, comparativamente a redes de esgoto e estações de tratamento de efluentes.

Os efluentes domésticos municipais possuem elevadas concentrações em carbono orgânico, cloreto, nitrogênio, sódio, magnésio, sulfato e alguns metais, incluindo ferro, zinco e cobre, além de concentrações variadas de microorganismos patogênicos. Destes compostos, os que apresentam os maiores riscos à água subterrânea são o nitrogênio e os microorganismos patogênicos (Fig. 20.10).

Tabela 20.8 Atividades antrópicas potencialmente poluidoras do aqüífero, mais comuns na América Latina.

Atividades	Característica da carga contaminante	
	Distribuição	Principal contaminante
URBANA (a)		
Saneamento *in situ*	u/r P-D	n f o
Lagoas de oxidação	u/r P	o f n m
Lixiviados de lixões/aterros sanitários	u/r P	o s h m
Tanques de combustível	u/r P-D	o
INDÚSTRIA		
Vazamento de tanques/tubos (b)	u P-D	o h
Derramamento acidental	u P-D	o h
Lagoas de efluentes	u p	o h s m
Lixiviado de resíduos sólidos (chorume)	u/r P	o h s m
AGRÍCOLA (c)		
i - Áreas de cultivo		
- com agroquímicos	r D	n o
- e com irrigação	r D	n o s
- com lodos/resíduos	r D	n o s
ii - Beneficiamento de gado e animais		
- lagoas de efluentes sem revestimento	r P	f o n

(a) Pode incluir componentes industriais
(b) Pode também ocorrer em áreas não industriais
(c) Intensificação apresenta aumento no risco de contaminação
u/r Urbano/Rural - P/L/D Pontual/linear/difuso
n Nutrientes
f Patógenos fecais
o Compostos orgânicos sintéticos e/ou carga orgânica
s Salinidade
m Metais pesados
h Hidrocarbonetos

Compostos nitrogenados nos dejetos humanos podem causar uma persistente e extensa contaminação em aqüíferos freáticos em zonas urbanas e peri-urbanas. Por exemplo, uma área de densidade populacional de 20 pessoas por hectare pode gerar uma carga de 100 kg/ha/ano de nitrogênio que, se oxidado por 100 mm/a de infiltração de água de chuva, poderia resultar em uma recarga local ao aqüífero de 100 mg/L de nitrato, ou seja, quase 10 vezes maior que o padrão de potabilidade aceito para água. Na prática, a proporção de nitrogênio depositado que será lixiviado é desconhecida, bem como a sua diluição e redução química, devido a vários processos que ocorrem em subsuperfície. Entretanto, o exemplo demonstra que áreas sem rede de esgoto, mesmo em climas bastante úmidos, podem ser alvos de contaminações significativas. Em áreas mais secas, onde o fluxo regional é menor, a concentração do contaminante na água infiltrada pode ser ainda maior.

Atividades industriais

A atividade industrial contamina os aqüíferos quando seus efluentes líquidos, gasosos e resíduos sólidos são depositados (estocados) incorretamente (Fig. 20.11). O armazenamento de matérias primas também poderá contaminar o solo e as águas subterrâneas.

Não são necessariamente as indústrias causadoras dos maiores problemas das águas superficiais que representam o maior perigo para as águas subterrâneas. O lançamento de efluentes com altos valores de DBO (demanda bioquímica de oxigênio), que causa a mortalidade de peixes na água superficial, representa uma menor preocupação aos aqüíferos, devido à alta capacidade depurativa do solo em relação a este contaminante. Da mesma forma, pequenas indústrias e oficinas mecânicas que manuseiam compostos tóxicos sem muito cuidado podem causar sérias contaminações ao subsolo, sem atingir contudo os corpos de água superficial. As dificuldades na identificação e fiscalização desses pequenos empreendimentos complicam a implementação de programas eficazes de proteção das águas subterrâneas.

Uma prática muito comum é a utilização de lagoas para a estocagem, manuseio, evaporação, sedimentação e oxidação de efluentes industriais e sanitários. A grande maioria dessas lagoas tem uma base em terre-

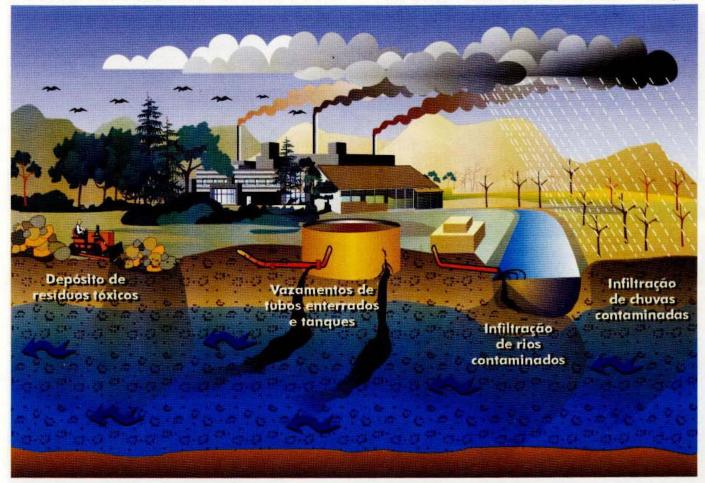



Fig. 20.11 Contaminação da água subterrânea pela atividade industrial.

no natural, que, em certo grau, é impermeabilizado pela compactação ou pela sedimentação dos sólidos trazidos pelos efluentes. Tal condição, entretanto, não é capaz de evitar uma infiltração, que em alguns casos é maior que 20 mm/dia, e a freqüente contaminação de aqüíferos.

Resíduos sólidos

A deposição de resíduos sólidos de origem doméstica ou industrial tem causado muitos incidentes de contaminação na água subterrânea em nosso País, especialmente quando feita sem controle e quando a deposição, que muitas vezes envolve líqüidos perigosos, é realizada em locais hidrogeologicamente vulneráveis (Fig. 20.12). No passado, vários resíduos foram enterrados para evitar a contaminação de águas superficiais e a exposição ao ar livre. Hoje, muitos destes depósitos estão poluindo os aqüíferos.

Em vários casos, resíduos industriais perigosos, que podem conter metais pesados e solventes orgânicos, são colocados em áreas destinadas aos resíduos domésticos. Outras vezes, a deposição clandestina de substâncias tóxicas, comum em muitas regiões, dificulta a avaliação precisa dos riscos para o aqüífero e da qualidade dos líquidos que percolam através do lixo (chorume).

A construção de aterros de resíduos sólidos tem de obedecer a normas mínimas, regidas por legislação. A obra deve ser bem localizada em relação aos aqüíferos existentes e aos corpos de água superficial. Atualmente, estudos hidrogeológicos prévios são necessários e, quando da construção, é exigida uma camada inferior impermeável de argila de 0,6 a 1,5m de espessura e um recobrimento diário de 0,1 a 0,3m de solo compactado. Algumas vezes é necessária a colocação de camadas de material sintético, de grande resistência mecânica e química, para garantir a completa vedação hidráulica do empreendimento. Drenos superficiais são necessários para escoar águas de chuva, e diminuir a infiltração no núcleo do aterro.

Atividades agrícolas

Como conseqüência do aumento do uso de fertilizantes inorgânicos, depois da II Guerra Mundial, muitos solos, anteriormente pobres em nutrientes, passaram a conter intermitentemente excessos de sais,

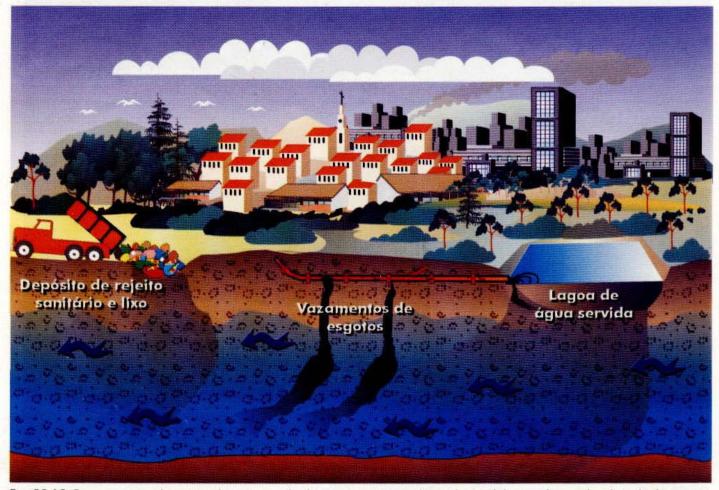



Fig. 20.12 Contaminação da água subterrânea pela deposição incorreta de resíduos sólidos e pelas perdas da rede de esgoto.

compostos nitrogenados e outros produtos que, uma vez mobilizados pela água infiltrada, podem atingir os aqüíferos. Sérios problemas associados aos fertilizantes nitrogenados são observados em várias partes do mundo, incluindo nos países do oeste europeu e na América do Norte (Fig. 20.13).

O comportamento pouco conhecido de agrotóxicos (herbicidas, inseticidas, fungicidas, acaricidas, entre outros) em subsuperfície, associado às baixas concentrações e à sua ampla aplicação, faz da atividade agrícola uma das mais difíceis de serem avaliadas em termos de riscos hidrogeológicos. Com as facilidades analíticas das instituições de controle ambiental, iniciou-se uma ampla monitoração da água subterrânea em muitos países da América do Norte e Europa na década de 1990. Os resultados mostram que mais de 70 agrotóxicos foram detectados, mas na maioria dos casos, em concentrações seguras, inferiores aos padrões de potabilidade. O número de trabalhos desenvolvidos ainda é insuficiente para permitir a caracterização satisfatória de impactos causados por agrotóxicos, fazendo com que estes contaminantes mereçam estudos mais detalhados.

Extrativismo mineral

A extração de minérios que mais preocupa os recursos hídricos subterrâneos está ligada aos bens minerais metálicos, à exploração de petróleo e gás e a algumas substâncias não-metálicas muito solúveis. Estes materiais representam perigo para os aqüíferos devido às suas características de solubilidade e toxicidade ou por estarem associados a processos de beneficiamento que podem gerar substâncias perigosas.

Mesmo quando o bem mineral explorado representa pouco risco hidrogeológico, podem ocorrer impactos sobre a água subterrânea devido a perturbações hidráulicas, diretas ou indiretas, deposição de líquidos com alto conteúdo salino ou lixiviação do material estéril removido durante a extração. Quando campos de petróleo e jazidas de bens minerais estão localizados sob aqüíferos importantes, deve haver um cuidado especial durante a construção de obras de acesso à mina ou dos poços de petróleo para isolar os aqüíferos mais importantes.

Os bens minerais não-metálicos, por exemplo, de emprego imediato na construção civil, apresentam

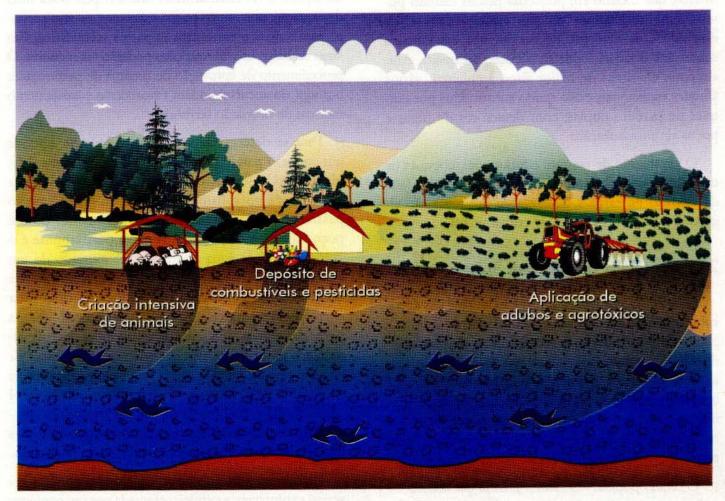



Fig. 20.13 Contaminação da água subterrânea em área agrícola, provocada pela aplicação de fertilizantes e agrotóxicos.

baixo potencial gerador de cargas contaminantes, uma vez que compreendem substâncias não-perigosas e muitas vezes inertes. O risco maior está relacionado à remoção do solo e da camada não-saturada, expondo muitas vezes o nível freático, o que não só reduz a capacidade de degradação dos contaminantes no perfil geológico como aumenta a vulnerabilidade do aqüífero à poluição.

Acidentes ambientais e tanques enterrados

Um dos mais freqüentes casos de contaminação de aqüíferos em centros urbanos refere-se a tanques enterrados contendo líquidos perigosos, incluindo os combustíveis. Estatísticas na Holanda, por exemplo, mostraram que até o ano de 1985, os postos de serviço foram responsáveis por mais de 30% dos casos de contaminação, seguidos de perto pelos resíduos sólidos, muito embora não fossem os casos mais graves de degradação de aqüíferos naquele país.

O grande número de contaminações por postos de serviço decorre da quantidade de empreendimentos, da estocagem de produtos perigosos e altamente tóxicos, que mesmo em pequenas perdas causam potencialmente grandes plumas contaminantes, da dificuldade da detecção de vazamentos em tanques subterrâneos e da falta de fiscalização adequada. Atualmente, em áreas de maior risco ambiental, vários tanques tradicionais estão sendo substituídos por tanques de paredes duplas, com detectores de fugas e poços de monitoração.

O vazamento de tanques e tubulações, choques de caminhões transportando compostos perigosos, falta de cuidado na carga e descarga de produtos são alguns dos possíveis vetores de contaminação.

20.7 Proteção das Águas Subterrâneas

O uso cada vez mais intenso e extensivo das águas subterrâneas em todo o mundo, decorrente da sua grande disponibilidade, menores custos de produção, distribuição e qualidade natural normalmente excelente, está levando a sociedade a se preocupar mais e mais com este recurso. A implementação de programas de proteção da quantidade e qualidade da água é bastante recente no mundo, mas apenas incipiente em países de economias periféricas, como o Brasil.

O ditado popular – *"É melhor prevenir que remediar"* – é diretamente aplicável às águas subterrâneas. Como visto neste capítulo, uma forte contaminação por substâncias altamente tóxicas e persistentes pode tornar um aqüífero irrecuperável em sua qualidade natural. Estudos para caracterizar a contaminação de um aqüífero podem facilmente alcançar centenas de milhares de dólares enquanto sua recuperação, que muitas vezes é pouco eficiente, freqüentemente demanda dezenas de milhões de dólares. Da mesma forma, a intensa ocupação territorial, associada ao uso da água subterrânea torna o gerenciamento do recurso complexo. Definir programas de proteção é portanto permitir o uso racional e sustentável da maior reserva de água doce da Terra, em termos quantitativos e qualitativos.

20.7.1 Assegurando a quantidade das águas subterrâneas

O grande problema no gerenciamento da quantidade dos recursos hídricos subterrâneos é estabelecer o volume total explotável de um aqüífero ou parte dele, sem que isso esgote o recurso. A estratégia mais comum é controlar a perfuração de novos poços e o regime de extração em áreas mais críticas, sempre baseada na recarga do aqüífero, no rebaixamento causado pela nova obra de captação, nos outros poços existentes, no uso previsto para a água e em outros impactos secundários. Em áreas de baixo uso, as restrições poderão ser menores. O procedimento de aprovação de licenças de perfuração e outorga do recurso poderá favorecer o planejamento racional de ocupação territorial.

Para se determinar a disponibilidade de água de um aqüífero para um uso qualquer é importante definir as suas reservas, ou seja, a quantidade de água armazenada no substrato rochoso ou no sedimento passível de ser utilizada pelo bombeamento de um poço ou grupo de poços. A **reserva permanente** é o volume total de água que pode ser extraído de um aqüífero utilizando técnicas convencionais de bombeamento. A **reserva reguladora** ou **dinâmica** corresponde à parcela da água infiltrada no solo, a partir das chuvas, acrescida da água infiltrada artificialmente, a partir das perdas das redes de distribuição de águas e esgoto, ou seja, o próprio volume de recarga do aqüífero. E finalmente, a **reserva explotável** corresponde a uma fração da reserva reguladora (usualmente de 25% a 75%), entendendo-se que extrações maiores que esta fração comprometeriam o recurso.

Em algumas áreas, mesmo que respeitando as reservas explotáveis, a extração efetuada por um conjunto

de poços pode, através do rebaixamento conjunto, comprometer o aqüífero. Isto ocorre pois o conceito de reserva explotável é definido para o aqüífero todo e não para problemas de interferência entre poços, onde a distância entre as obras de captação deve ser considerada. Neste caso, a autorização para a perfuração, concedida pelo órgão de gestão do recurso hídrico deverá vetar a construção de novos poços, apoiado em critérios de importância do usuário e estudos prévios da hidráulica do aqüífero.

20.7.2 Assegurando a qualidade das águas subterrâneas

A análise das estratégias de proteção de qualidade de aqüíferos em vários países revela duas linhas básicas de ação, muitas vezes independentes e baseadas no controle do uso da terra. A primeira linha restringe a ocupação do terreno a partir de cartas de vulnerabilidade à poluição do aqüífero, proibindo ou autorizando a instalação de novas atividades potencialmente contaminantes segundo áreas de alta ou baixa vulnerabilidade. A segunda linha se baseia no estabelecimento de zonas ao redor de poços ou fontes de abastecimento com diferentes graus de restrição de ocupação, a partir da identificação de contribuições de água para o poço ou fonte (parte da área de recarga do aqüífero), conjuntamente com o tempo de trânsito e o comportamento hidráulico do aqüífero. Esta estratégia se apóia na idéia de que quanto mais próxima a atividade do poço, maior o perigo de contaminação. (Fig. 20.14).

Quando o poder público estabelece o zoneamento e o oficializa por meio de um instrumento legal, este zoneamento é chamado **perímetro de proteção de poço** (PPP).

Fig. 20.14 Conceito de perímetro de proteção de poço. Controle da atividade antrópica em relação à proximidade do poço e da sua zona de contribuição ou de recarga.

Os PPPs são mais eficientes em aqüíferos simples, homogêneos e isotrópicos e em pequenas áreas. A grande densidade de poços explorados de forma irregular dificulta a definição das zonas a serem protegidas. A estratégia de mapas de vulnerabilidade é melhor em áreas maiores, com a análise de um número relativamente grande de atividades potencialmente contaminantes e com a existência de uma quantidade reduzida de informação ou grande complexidade hidrogeológica. Esta técnica é mais adequada para planejar o uso e ocupação do solo e estabelecer prioridades de ação para a proteção do recurso, baseado no reconhecimento de áreas ou atividades de maior perigo de degradação de aqüíferos.

O planejamento de uso do solo pode se dar de três formas, de acordo com a existência de fontes de contaminação antrópica: em áreas onde já se comprovou a contaminação de aqüíferos por uma atividade específica (fontes herdadas), em áreas onde novas atividades potencialmente contaminantes serão instaladas e em áreas onde a ocupação já ocorreu, porém não foram detectados problemas de contaminação.

Em zonas altamente urbanizadas e industrializadas ou com intensiva atividade agrícola, a prioridade será na identificação de áreas ou atividades que apresentem os maiores riscos à poluição dos aqüíferos. Para isto precisam ser identificadas e cadastradas as atividades antrópicas e estes dados confrontados com uma carta de vulnerabilidade à poluição de aqüíferos ou com a localização das zonas de captura de poços e seus perímetros de proteção. O perigo maior será definido pela atividade que apresente maior potencial contaminante e que esteja locada em área de elevada vulnerabilidade do aqüífero ou mais próxima de poços importantes. Em áreas degradadas de aqüíferos, caracteriza-se o risco real para a população e para o meio ambiente. Este critério deverá nortear a decisão da remediação do aqüífero e o grau de limpeza que se quer atingir. No terceiro caso, em áreas novas onde se planeja ocupar o solo, a implementação de atividades de reconhecido potencial poluente deverá ser precedida por estudos de impactos ao meio ambiente específicos, para definir as restrições que deverão ser impostas à atividade.

Em suma, a chave para o sucesso de qualquer programa de manejo e proteção dos recursos hídricos é a participação dos envolvidos, incluindo a sociedade civil, o contaminador e o Estado, através de seu órgão de controle ambiental.

Leituras recomendadas

CUSTODIO, E.; LLAMAS, R. *Hidrologia Subterránea.* Barcelona: Omega, 1981.

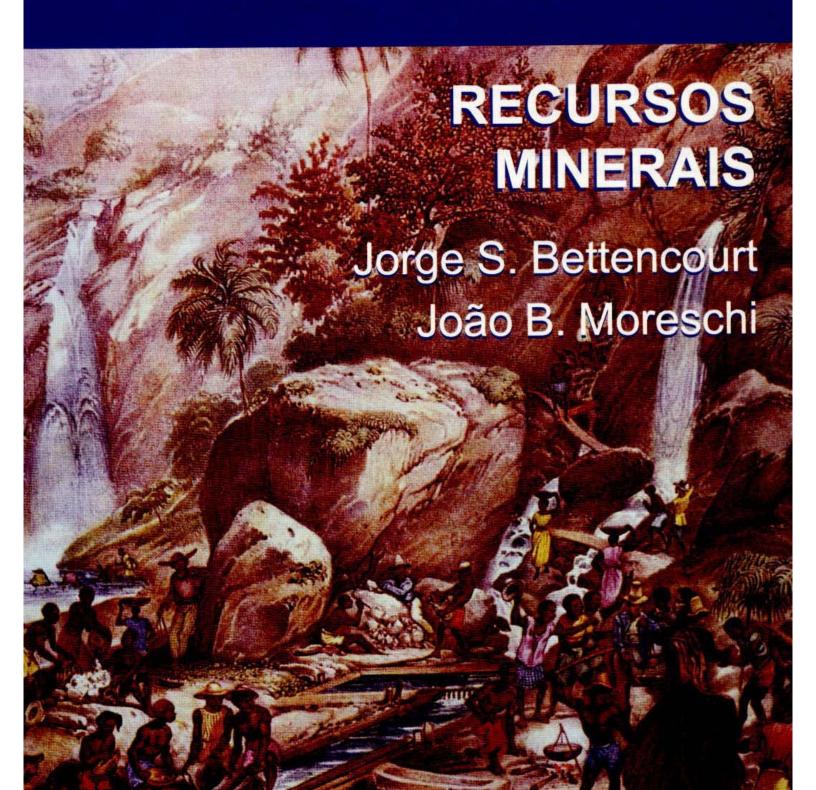
FEITOSA, F.; MANOEL FILHO, J. *Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações.* Fortaleza: CPRM, 1997.

FOSTER, S.; VENTURA, M.; HIRATA, R. Contaminación de las aguas subterráneas: un enfoque ejecutivo de la situación en América Latina y el Caribe en relación con el suministro de agua potable. Lima: *CEPIS Technical Paper,* 1987.

FREEZY, R. A.; CHERRY, J. A. *Groundwater.* Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1979.

21

RECURSOS MINERAIS

Jorge S. Bettencourt
João B. Moreschi

Sem os recursos minerais, a humanidade não teria como subsidiar seu crescente desenvolvimento tecnológico. A aplicação de técnicas modernas, por vezes altamente refinadas, permitiu-lhe descobrir, obter e transformar bens minerais em bens manufaturados que tornaram a vida mais confortável. Nos primórdios da civilização, nós, humanos, utilizamos lascas de quartzo para confeccionar nossos instrumentos rudimentares de caça ou luta e hoje ainda utilizamos este mineral para produzir objetos sofisticados como transistores ou fibras ópticas.

Daquela época até hoje, uma diversidade de tipos de minerais e rochas vem sendo usada em quantidade crescente. As substâncias minerais, sejam metálicas, não-metálicas, combustíveis fósseis ou pedras preciosas, passaram a fazer parte inalienável de nossas vidas. Essa dependência, às vezes imperceptível, mantém e aprimora nossa qualidade de vida.

Volumes gigantescos de bens minerais estão sendo rapidamente extraídos de seus depósitos, o que pode levar à escassez ou mesmo exaustão dos mesmos. A demanda de bens minerais pelas futuras gerações é pauta de estudos dos governos, pois as acumulações econômicas de substâncias minerais úteis constituem porções muito restritas da crosta terrestre. Além disso, para a formação de qualquer bem mineral é necessário um período de tempo muito maior do que aquele decorrido desde quando começamos a utilizar as primeiras lascas de quartzo.

A conservação do recurso mineral, ou seja, fazer dele um uso adequado no atendimento de nossas necessidades e evitar os excessos de um consumo ambicioso, é uma atitude necessária para garantir o suprimento de insumos minerais praticamente imprescindíveis à manutenção de uma forma de desenvolvimento sustentável. Dentro dessa perspectiva, muitos metais são atualmente obtidos por meio de técnicas de reciclagem, a partir de bens manufaturados sucateados, assim como outros, menos abundantes na natureza, são substituídos por metais mais abundantes. Essa atitude permitirá que preservemos por maior tempo os recursos minerais, diminuindo assim o impacto ao meio ambiente.

Neste capítulo abordaremos de forma ampla vários conceitos básicos relativos aos diferentes tipos de depósitos minerais. De início, procuraremos olhar o depósito mineral do ponto de vista essencialmente geológico, mostrando como e porquê ele se forma, diferenciando-o das demais rochas que o envolvem, caracterizado por quantidades elevadas de um ou mais minerais úteis. Veremos que os depósitos minerais são formados por processos geológicos comuns, discutidos em capítulos anteriores.

Prosseguiremos comentando seu papel importante como fonte comercial de minerais e materiais rochosos necessários à fabricação de uma infinidade de produtos industriais, assim como apresentando noções sobre sua extração e aplicações. Também descreveremos simplificadamente como os depósitos minerais são gerados.

Certamente, a partir deste ponto estaremos convencidos de que as ocorrências de substâncias minerais úteis, além de poderem constituir porções muito restritas na crosta terrestre, estão bastante espalhadas ao redor de nosso planeta e constituem recursos naturais finitos. Dessa forma, indicaremos em linhas gerais as ações necessárias à procura, descoberta e reposição de novos recursos minerais.

Por fim, esboçaremos um panorama sobre a situação mineral brasileira, enfocando aspectos de reserva, produção e comércio de suprimentos minerais.

21.1 Depósito Mineral: Conceitos Básicos

21.1.1 Recursos e reservas minerais

A expressão **recursos minerais** qualifica materiais rochosos que efetiva ou potencialmente possam ser utilizados pelo ser humano. Costumeiramente, representam desde porções relativamente restritas até grandes massas de crosta terrestre e a própria rocha ou um ou mais de seus constituintes – minerais ou elementos químicos específicos – despertam um interesse utilitário.

◄ Atividade garimpeira no Brasil nos tempos coloniais, executada pelos escravos, até o século XIX. A gravura ilustra a lavagem de minério de ouro na serra do Itacolomi, em Minas Gerais. Fonte: Martins & Brito, 1989.

Fig. 21.1 Classificação de recursos minerais. Fonte: US Geologicall Survey Bull. 1450 A, 1976

Os recursos minerais podem ser distinguidos em diferentes classes, correspondentes a volumes rochosos discriminados de acordo com o grau de conhecimento geológico e técnico-econômico de suas diferentes porções (Fig. 21.1). Assim, **a reserva mineral**, como parte do recurso mineral, representa volumes rochosos com determinadas características indicativas de seu aproveitamento econômico. Por sua vez, a reserva mineral pode ser distinguida em três classes de reserva: inferida, indicada e medida, que refletem nesta ordem o nível crescente de pesquisa e cnhecimento do depósito.

O estudo detalhado de um recurso ou reserva minerais pode levar à viabilidade técnica-econômica de um **depósito mineral**. Este, como um objeto geológico, é uma massa ou volume rochoso no qual substâncias minerais ou químicas estão concentradas de modo anômalo, quando comparadas com sua distribuição média na crosta terrestre, e em quantidade suficiente para indicar um potencial mineral econômico. Quanto maior for o **teor**, que é o grau de concentração dessas substâncias no depósito mineral, mais valioso será, pois somente a partir de um valor mínimo de teor é que suas substâncias úteis poderão ser extraídas com lucro. Assim, comumente se utilizam os termos **jazida mineral** e **minério** para designar o corpo mineral de onde suas substâncias úteis possam ser economicamente extraídas.

A identificação de um depósito mineral freqüentemente se inicia com o exame do **indício mineral** ou da ocorrência mineral. Essas expressões são praticamente equivalentes e, em essência, referem-se a concentrações usualmente superficiais de um ou mais minerais úteis para indicar a localização de um depósito mineral.

21.1.2 Como nasce um depósito mineral

As substâncias minerais, salvo raras exceções, estão presentes em seus depósitos em concentrações superiores àquelas com que participam na composição química média da crosta terrestre (Cap. 5), ou seja, acima de seu *clarke* (Tabela 21.1).

A razão entre o conteúdo (teor) de uma substância num minério e seu *clarke* é o chamado fator de concentração (f.c.).

f.c. = conteúdo no minério/*clarke*

Tabela 21.1 Conteúdos médios de alguns metais na crosta continental (*clarke*) e em seus depósitos minerais (teores aproximados). 1 ppm = 0,0001%

Metal	*Clark* (ppm)	Teores aproximados (%)	
		mínimo	médio
alumínio	82.300	17	22
ferro	56.300	20	40
titânio	5.650	3	7
manganês	1.000	7	20
zircônio	165	—	0,5
vanádio	120	0,12	0,2
cromo	102	7	30
níquel	84	0,25	1,1
zinco	70	1,5	4,5
cobre	60	0,35	1,0
cobalto	25	0,1	0,3
nióbio	20	0,34	0,6
chumbo	14	1,5	3,5
tório	9	0,01	0,05
urânio	3	0,005	0,13
estanho	2,3	0,1	0,4
arsênio	1,8	—	—
tungstênio	1,2	0,1	0,4
antimônio	0,2	0,5	1,2
ouro	0,004	1 (ppm)	6 (ppm)

Fonte: P. Laznicka, 1985.

Assim, nos casos do Al e do Pb, de acordo com os valores da Tabela 21.1, teríamos:

$f.c._{Al} = 22\% / 8,2\% \approx 2 \text{ a } 3$

$f.c._{Pb} = 3,5\% / 14ppm \approx 2.500$

Uma vez que a abundância dos elementos é variável na crosta terrestre, assim como há minérios que exigem maior ou menor conteúdo da substância útil, o valor do fator de concentração pode variar amplamente (Fig. 21.2).

O fator de concentração pode ser aplicado para estimar o grau de facilidade com que os depósitos minerais podem ser formados. Pelos valores dos fatores de concentração, podemos entender que, para a formação de uma jazida de flúor ou de estanho, estes elementos deverão ser concentrados, respectivamente, em 200 e 2.000 vezes em relação às suas concentrações médias na crosta terrestre (*clarke*) ou a uma particular fonte com conteúdos de flúor e estanho iguais aos da crosta (Tabela 21.2).

Como diferentes tipos de rochas contêm diferentes quantidades de um mesmo elemento químico (ver Cap. 5), podemos dizer que as rochas onde o elemento está originalmente mais concentrado seriam as mais adequadas como fontes de depósitos minerais. Para a geração de um depósito de chumbo, por exemplo, cujo *clarke* é 14ppm, os fatores de concentração devem ser de cerca de 40.000 para

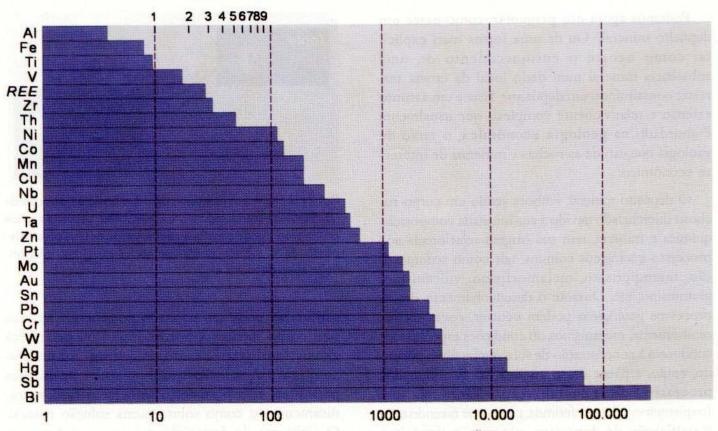



Fig. 21.2 Fatores de concentração necessários para a geração de minérios de alguns metais, baseados no *clarke* crustal. Escala logarítmica. Fonte: Laznicka, 1985.

uma rocha ultramáfica (teor médio de 1ppm de Pb), 2.000 para uma rocha granítica (que contém em média 19ppm de Pb) e 500 para argilas (com 80ppm de Pb em média). Os processos naturais responsáveis pela geração de minérios terão maior rendimento e eficiência partindo de fontes previamente enriquecidas.

Tabela 21.2 Comparação entre fatores de concentração

Elemento	*Clarke* (ppm)	Teor médio (%)	f.c.
Al	82.300	22	3
Fe	56.300	40	8
F	625	12	200
Sn	2,3	0,4	2000

Obs.: Os processos geradores dos depósitos de flúor ou estanho deverão ser mais eficientes que os de alumínio ou ferro para concentrar, num dado local da crosta terrestre, quantidades economicamente viáveis desses elementos.

Aparentemente, alguns depósitos minerais são gerados somente a partir de rochas fontes especiais, como é o caso dos depósitos de metais raros (elementos presentes na crosta em teores menores que 0,1% em peso), entre eles o estanho. Rochas fontes especiais são as que tiveram um modo particular de formação em relação às suas congêneres, tornando-se previamente enriquecidas em metais ou minerais úteis.

Assim, os depósitos primários de estanho estão associados a determinados granitóides que se distinguem dos demais por feições tectônicas, texturais, mineralógicas e químicas específicas. Os granitos estaníferos derivam de um magmatismo essencialmente silícico, típico dos estágios finais de um evento tectono-magmático (Cap. 6), ocorrendo junto às porções mais superiores de complexos rochosos intrusivos. Isto lhes confere feições químicas peculiares em relação a granitos normais, com aumento no conteúdo de elementos raros específicos como F, Rb, Li, Sn, Be, W, Mo e também em SiO_2, Na_2O, e K_2O; por outro lado, são mais pobres em MgO, CaO, Fe_2O_3 e TiO_2 que os granitos normais.

Podemos agora nos perguntar: como nasce um depósito mineral? Ou de uma forma mais explícita: como ocorre o enriquecimento de uma substância mineral num dado local da crosta terrestre constituindo um depósito? Este é um assunto extenso e relativamente complexo que usualmente é abordado na **geologia econômica**, o ramo da geologia que estuda as rochas e minerais de interesse econômico.

O depósito mineral, embora sendo um corpo rochoso diferenciado devido a sua inusitada composição química e mineral, tem sua origem relacionada aos processos geológicos comuns, tais como sedimentação, intemperismo, metamorfismo, vulcanismo, plutonismo, etc. Durante o desenvolvimento desses processos geológicos podem ocorrer, coeva ou sucessivamente, mecanismos ou condições especiais que conduzem à concentração de substâncias úteis, podendo, então, a partir desse instante ser denominados processos de mineralização. Tanto é que freqüentemente nos referimos, como que fazendo uma classificação de depósitos minerais, a depósitos sedimentares, intempéricos, metamórficos, hidrotermais etc., conforme a dominância de um desses processos na geração do depósito.

No entanto, não é no decorrer de todo processo geológico que depósitos minerais são formados. Ou seja, nem todo granito é portador de pegmatito estanífero, assim como nem todo folhelho contém depósitos sedimentares de cobre. Para ocorrer uma mineralização, deve estar presente uma fonte que forneça a substância útil e um local/ambiente para sua deposição de forma concentrada. A substância útil geralmente sofre um menor ou maior transporte, envolvendo energia (força-motriz), em um meio que permite sua migração (Fig. 21.3). Esses fatores deverão atuar de forma eficiente, convergindo cumulativamente para a elevação do conteúdo de um dado elemento químico, em determinado lugar da crosta terrestre, gerando um depósito mineral.

A fonte pode ser simplesmente uma rocha pré-existente particular, um sistema geológico mais complexo, como um magma, porções mais profundas da crosta terrestre, como o manto superior, ou águas retidas dentro de uma seqüência sedimentar ou vulcano-sedimentar. O transporte, usualmente promovido pela água (superficial ou

Fig. 21.3 Elementos essenciais de um modelo de geração de um depósito mineral, segundo Routhier, 1980. Usualmente mais de uma fonte pode contribuir com substâncias úteis para o depósito. M = substância útil (elementos químicos, minerais, fragmentos de rocha, etc.).

profunda), pode ser acionado por energia térmica (um corpo intrusivo, por exemplo) ou pela força gravitacional (carreamento de detritos por um fluxo d'água). A substância útil ou seus constituintes podem ser transportados, conforme o caso, mecanicamente ou como soluto numa solução natural. O ambiente de deposição, por outro lado, varia muito quanto à sua escala e natureza, podendo ser representado pelo manto de intemperismo, sistemas de fraturas, plataforma continental, etc.

A fixação da substância mineral útil comumente se faz em uma porção mais restrita do ambiente de deposição em conseqüência da ação de fatores que, agindo como armadilhas, favorecem, naquele local, sua maior acumulação em relação ao resto do ambiente de deposição. Tais fatores são designados de controles da mineralização ou metalotectos e são de naturezas diversas, tais como geoquímica, mineralógica, estrutural, paleogeográfica, etc. Assim, certos jazimentos do ambiente sedimentar ocupam volumes rochosos limitados dentro da seqüência sedimentar hospedeira. É o caso de alguns jazimentos de Pb, Zn ou Cu na forma de sulfetos, que ocorrem como estratos rochosos relativamente delgados, dentro de uma seqüência sedimentar mais ampla e espessa que constitui o ambiente de deposição. Também é o caso das concentrações aluvionares auríferas que preferencialmente se associam aos níveis conglomeráticos de um sistema sedimentar aluvionar.

Há muitas razões para se considerar um depósito mineral como um objeto rochoso especial quanto à sua natureza mineralógica e/ou geoquímica. Uma

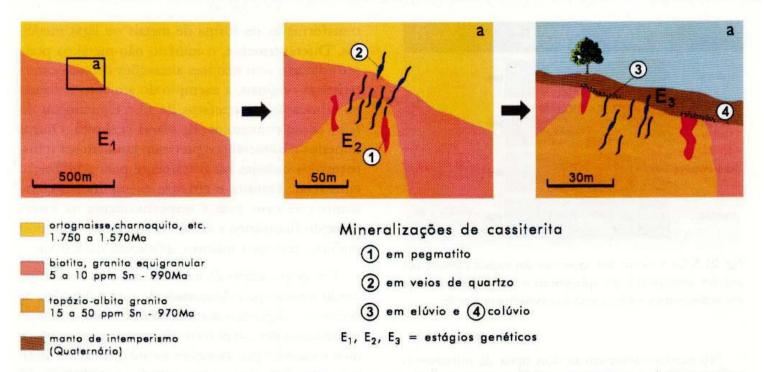



Fig. 21.4 Visão esquemática sobre a sucessão no tempo e no espaço de eventos geológicos, magmáticos e de intemperismo, convergindo para a geração de depósitos de cassiterita hospedados em elúvios ou colúvios. O esquema ilustra exemplos de mineralizações que ocorrem na Província Estanífera de Rondônia.

delas decorre da observação da composição química média da crosta continental (Cap. 5), na qual oito elementos, com abundância crustal acima de 1% (O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K), correspondem a aproximadamente 98% em peso da sua composição total. Um depósito mineral para os demais elementos menos abundantes, que perfazem cerca de 2% da composição da crosta continental, incluindo a maioria dos que são úteis ao ser humano, certamente é uma anomalia geoquímica.

Apesar de suas feições peculiares, os depósitos minerais resultam de processos naturais que se expressam paralela e/ou sucessivamente; são processos, em sua grande maioria, geológicos, mas também incluem processos climáticos (tal como nos depósitos gerados por intemperismo) e/ou biológicos (freqüentes nos depósitos sedimentares). Por exemplo, a gênese de depósitos estaníferos alojados no manto de intemperismo (Fig. 21.4) ou, mesmo, em sedimentos detríticos (Caps. 8 e 14) pode remontar à formação de magmas pré-enriquecidos em Sn (estágio 1), os quais tardiamente, em sua consolidação, geraram mineralizações de cassiterita hospedadas em rochas graníticas (estágio 2), que por sua vez foram alteradas e mobilizadas por intemperismo e erosão (estágio 3).

Nesse sentido, a gênese de um depósito mineral guarda um paralelismo com a maioria dos processos de preparação de minérios e de obtenção de metais, a qual não se realiza num único estágio, mas segundo uma seqüência progressiva de estágios, cada um deles contribuindo para o produto final, como por exemplo a obtenção do metal estanho a partir de um minério estanífero. Assim, a fonte inicial de um depósito mineral pode estar bastante afastada no tempo e no espaço e o depósito mineral é uma conseqüência da evolução geológica da área na qual ele ocorre.

21.1.3 Minerais e minérios

Associado ao conceito de depósito mineral, vimos que se utiliza o termo minério para designar a rocha da qual podem ser economicamente obtidas uma ou mais substâncias úteis. Como uma rocha, um minério tem uma composição mineral especial, pois nele estão presentes de forma concentrada minerais que usualmente ocorrem dispersos na maioria das outras rochas (Cap. 2). Assim, hematita (Fe_2O_3) pode ser mineral acessório em muitos tipos de rochas, como nos granitóides e gnaisses, mas num minério de ferro este mineral está altamente concentrado, podendo ser praticamente a única fase mineral presente (Fig. 21.5).

Fig. 21.5 Os minérios distinguem-se das rochas comuns por estarem enriquecidos em substâncias minerais úteis, ou seja em minerais de minério, como a cassiterita em granito.

No minério associam-se dois tipos de minerais: o **mineral de minério**, que é o mineral que lhe confere valor econômico, e o **mineral de ganga** ou, simplesmente, **ganga**, que não apresenta valor econômico. Assim, num minério de estanho em granito, a cassiterita (SnO_2) é o mineral de minério, enquanto os demais minerais presentes, como feldspatos, quartzo e mica, constituem a ganga (Fig. 21.5). Os conceitos de mineral de minério e de ganga não são absolutos, uma vez que um mesmo mineral pode passar de uma a outra categoria conforme o depósito mineral considerado ou até pertencer a ambas categorias em um mesmo minério. Assim, tanto o feldspato quanto o quartzo e a mica podem constituir minerais de minério importantes em muitos pegmatitos.

Distinguem-se os minérios em duas classes bastante amplas designadas **minérios metálicos** e **minérios não-metálicos**, conforme possam ser ou não fontes de substâncias metálicas ou, também, tenham ou não em sua composição minerais úteis de brilho metálico. Embora essas qualificações sejam freqüentemente utilizadas, elas refletem um certo artificialismo e, amiúde, esbarram em dificuldades para uma aplicação rigorosa. Podemos dizer que são expressões que surgiram espontaneamente na prática profissional para caracterizar de forma rápida, porém, superficialmente, as matérias-primas minerais. Minérios, por exemplo, constituídos por calamina, scheelita e malaquita não seriam considerados metálicos, uma vez que estes minerais de minério não possuem brilho metálico, embora sejam, respectivamente, minerais de zinco, wolfrâmio e cobre.

Para sua utilização, o minério metálico normalmente necessita ser trabalhado, profundamente transformado, na forma de metais ou ligas metálicas. Diferentemente, o minério não-metálico pode ser utilizado sem maiores alterações de suas características originais, a exemplo do amianto utilizado na fabricação de artefatos de fibrocimento ou do talco como constituinte de massa cerâmica. Outros minérios não-metálicos precisam também ser transformados química ou fisicamente para a utilização comercial. Fluorita e enxofre exemplificam claramente este caso, pois é respectivamente na forma de ácido fluorídrico e ácido sulfúrico que estes dois minerais têm suas maiores aplicações industriais.

Um grupo amplo de materiais minerais vem merecendo atenção pela diversidade de suas aplicações, da demanda e dependência crescentes de nossa civilização em relação a eles, assim como das perspectivas de novos usos solicitados por inovações tecnológicas atuais (cerâmica fina, fibras ópticas, supercondutores). Trata-se dos **minerais industriais** e **rochas industriais**, definidos simplificadamente como materiais minerais que, dadas suas qualidades físicas e químicas particulares, são consumidos praticamente sem alteração de suas propriedades originais, por terem aplicação direta pela indústria.

Os minerais e rochas industriais participam ativamente de nossa civilização, estando presentes em diversos segmentos industriais modernos: fabricação de fertilizantes fosfatados (fosforita, apatita) e potássicos (silvita, carnalita), indústria da construção civil (brita, calcário, quartzito, areia, cascalho), materiais cerâmicos e refratários (argilas, magnesita), papel (caulim), isolantes (amianto, mica), rochas ornamentais (granito, mármore), perfuração de poços para petróleo e gás natural (argila, barita), cimento (calcário, argila, gipsita), além da indústria de vidros, tintas, borrachas, abrasivos, eletro-eletrônicos, etc.

Em sua grande maioria, os minerais industriais são representados por minerais ou minérios não-metálicos, tais como o amianto e o talco nas aplicações citadas. Entre outros minérios metálicos, a cromita pode também ser considerada como mineral industrial quando é utilizada na fabricação de peças cerâmicas refratárias.

Nos países industrializados, a produção e o consumo dos minerais e rochas industriais superam, na maioria das vezes, os dos metais. A taxa de seu consumo constitui inclusive um dos indicadores do nível de desenvolvimento industrial de um país. No Brasil, a demanda e o consumo de minerais e rochas industriais é grande, principalmente no setor da construção civil, com forte tendência de aumento. As causas estão

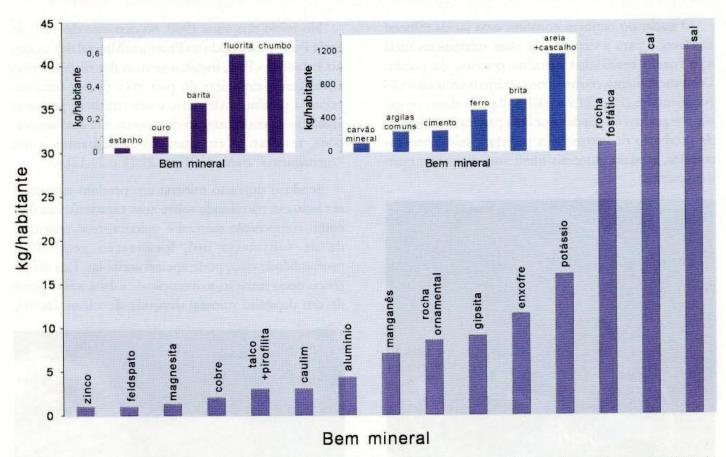



Fig. 21.6 Estimativa do consumo anual médio por habitante de alguns bens minerais metálicos e não-metálicos no Brasil. Dados do Sumário Mineral, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1998.

relacionadas à industrialização, à melhoria da infra-estrutura social (saneamento básico, habitação, transporte), ao aumento da produtividade agrícola, mas, acima de tudo, ao aumento da renda *per capita* associado ao crescimento industrial e aumento populacional. A Fig. 21.6 ilustra uma comparação do consumo de alguns minérios não-metálicos/industriais e metálicos por habitante no Brasil.

Fig. 21.7 Lavra por desmonte hidráulico de depósito de cassiterita em aluviões (Oriente Novo, RO) Foto: J. S. Bettencourt.

21.1.4 Extraindo e utilizando minérios

O conjunto de operações que são realizadas visando à retirada do minério a partir do depósito mineral denomina-se **lavra**. O depósito mineral em lavra é denominado **mina**, e esta designação continua sendo aplicada mesmo que a extração tenha sido suspensa. A lavra pode ser executada de modo bastante simples, por meio de atividades manuais, ou até por meios altamente mecanizados e em larga escala, como ocorre nas grandes minerações (Figs. 21.7 e 21.8).

Fig. 21.8 Lavra a céu aberto de minério de ferro na mina Cauê (Itabira, MG). Foto: E. Ribeiro Filho.

O **garimpo** também constitui uma jazida mineral em lavra e para a extração de suas substâncias úteis não foram realizados estudos prévios da jazida. Costumeiramente, os métodos extrativos utilizados são rudimentares (Figs. 21.9 e 21.10). Apesar disso, os garimpos podem responder por uma parcela significativa da produção de certos bens minerais, tais como esmeralda, topázio, minerais litiníferos, diamante, ouro e cassiterita.

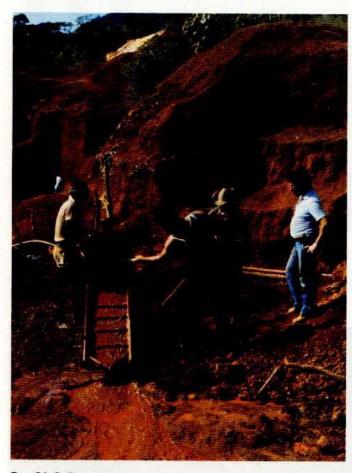



Fig. 21.9 O minério extraído do depósito é lavado com água no *sluice* (um tipo de calha usada pelos garimpeiros, também conhecida como "cobra fumando"), obtendo-se um concentrado da substância útil (ouro, cassiterita, diamante) que fica retida nas ripas transversais ao comprimento da calha. Foto: J. S. Bettencourt.

No início dos anos 1980, no depósito de ouro de Serra Pelada, localizado na Província Mineral de Carajás, no Estado do Pará, instalou-se uma das mais intensas atividades garimpeiras do país, não só por uma expressiva produção de ouro, como também por uma assombrosa concentração de pessoas nas suas escavações, resultando em imagens semelhantes a um "formigueiro" humano (Figs. 21.11 e 21.12).

Sendo o depósito mineral um produto natural, o ser humano não decide sobre suas características (tais como composição mineral e química, teor, quantidade da substância útil, localização geográfica, profundidade etc.), pode apenas aceitá-las. Em decorrência dessa situação, a obtenção de substâncias a partir de um depósito mineral depende de vários fatores,

Fig. 21.10 Ilustração do processo mecânico para concentração de minerais pesados por meio de uma batéia. Foto: R. Falzoni.

Fig. 21.11 Visão geral da garimpagem de ouro em Serra Pelada (PA), no decorrer de 1982. Foto: E. Ribeiro Filho.

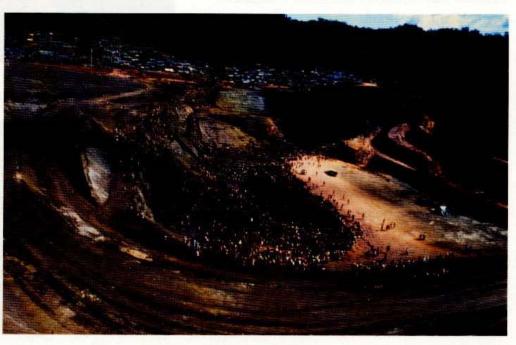
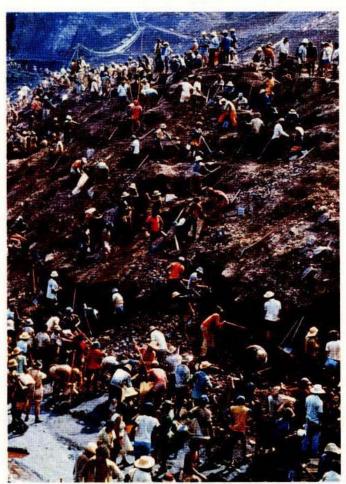



Fig. 21.12 Escavações por meio de trabalho manual rudimentar, utilizando-se ferramentas simples no garimpo de ouro de Serra Pelada (PA), no decorrer de 1982. Foto: E. Ribeiro Filho.

que incluem desde suas feições intrínsecas até os preços e modos de aplicação de suas substâncias úteis. A análise desses fatores é que indicará se a substância mineralizada pode ser lavrada e gerar produtos comerciais economicamente rentáveis. Assim, a quantidade da substância útil deve ser expressiva o bastante para garantir a lavra e suprimento adequado a longo prazo, assim como o teor da substância útil deve proporcionar uma extração lucrativa.

Além disso, a composição química, as feições mineralógicas e as características físicas do minério devem ser favoráveis às aplicações antevistas para a sociedade. Assim, os minérios de ferro devem ter baixos conteúdos em fósforo e a bauxita deve ser pobre em sílica; pirita, apesar de ser o mais comum dos sulfetos, não é mineral de minério de ferro, que é obtido em larga escala a partir de seus óxidos como hematita e magnetita, bem como quartzitos friáveis por intemperismo podem constituir excelentes fontes de areias quartzosas, em oposição ao quartzito compacto, não intemperizado.

Para muitos bens minerais, notadamente aqueles de baixo valor unitário (usualmente não-metálicos), a localização geográfica do recurso constitui um parâmetro crítico à vista de sua lavra. Uma das características inerentes do depósito mineral, tal como vimos, é que "ele está onde ele ocorre" , ou seja, não podemos alterar sua localização com o intuito de melhor lavrá-lo, da mesma maneira que um fazendeiro muda o local de pastagem de seu gado ou de cultivo de suas plantações a fim de obter uma melhor produtividade.

A irregularidade na distribuição geográfica dos recursos minerais, seja em regiões inóspitas, climaticamente agressivas ou deficientes em água e energia elétrica, constitui um fator limitante para a extração de muitos minérios ou, mesmo antes, para sua descoberta. Da mesma forma, a instalação das atividades de lavra ou o custo de transporte (frete) da substância útil, entre outras implicações, pode ser crítica para viabilizar a lavra de um recurso mineral distante dos centros industriais e/ou de consumo.

Ao mesmo tempo, fatores técnicos e econômicos devem ser considerados quanto ao aproveitamento de um recurso mineral. Eles podem viabilizar a utilização de substâncias minerais até então marginalizadas devido a características inadequadas de teor, composição mineral ou química, assim como condicionar a extração do minério em função de preço, mercado, demanda e oferta.

Designa-se minério bruto o minério tal como ocorre na natureza, porém, desmontado, deslocado, por uma operação qualquer de lavra. Na maioria dos casos, o minério bruto não se encontra suficientemente puro ou adequado para que seja submetido a processos metalúrgicos ou para sua utilização industrial. Assim, após a lavra, os minérios são submetidos a um conjunto de processos industriais, denominado tratamento/beneficiamento, que os torna aptos para a utilização.

O tratamento divide o minério bruto em duas frações: concentrado e rejeito. O concentrado é o produto em que a substância útil está com teor mais elevado ou as qualidades tecnológicas do minério estão aprimoradas. O rejeito é a fração constituída quase que exclusivamente pelos minerais de ganga e usualmente é descartado. Assim, por meio de métodos adequados de tratamento, um minério de berílio a 10% de berilo poderá produzir um concentrado composto dominantemente (80 a 90%) pelo mineral berilo; do

mesmo modo, um minério de ferro de alto teor, naturalmente friável, poderá ser tratado por simples lavagem, seguida por classificação granulométrica, produzindo, como concentrados, seus diferentes tipos comerciais.

Certos minérios de ouro, metais básicos, urânio, platina, fosfato, grafita e tantalita, em virtude de particular composição mineral ou baixos teores, exigem métodos de tratamento mais sofisticados, às vezes de alto custo, tais como químicos e elétricos, para preparar a substância útil com vista a sua utilização industrial.

Os usos e aplicações das substâncias minerais permitem avaliar sua importância para a humanidade e, ao mesmo tempo, constituem um critério para classificá-las. A classificação utilitária é uma proposta clássica de sistematização das substâncias minerais úteis, fundamentada nas suas aplicações (Tabela 21.3).

Os metais ferrosos distinguem-se dos metais não-ferrosos por sua utilização essencial na indústria do aço e na fabricação das demais ferroligas. As classes dos não-metálicos são definidas notadamente em função do uso da substância mineral. Alguns minerais são colocados em mais de uma classe em virtude de terem duas ou mais utilizações distintas, como cromita metalúrgica e cromita refratária ou diamante industrial (para fabricação de ferramentas de corte) e diamante como pedra preciosa. As qualificações para as diferentes aplicações de uma substância mineral podem ser impostas pelas características naturais do minério ou elaboradas por métodos próprios de tratamento.

21.2 Os Principais Tipos Genéticos de Depósitos Minerais - feições essenciais

Tipo genético de depósito mineral corresponde a grupos de depósitos que tiveram um modo de formação semelhante. Como os depósitos minerais resultam da ação de processos geológicos comuns, tal como comentado anteriormente, o processo geológico dominante na geração do depósito confere-lhe sua classificação genética.

Tabela 21.3 Classificação utilitária simplificada das substâncias minerais: alguns exemplos

Metálicos		
Ferrosos	ferroligas	ferro, manganês, cromo, molibdênio, níquel, cobalto, wolfrâmio, vanádio
Não-ferrosos	básicos	cobre, chumbo, zinco, estanho
	leves	alumínio, magnésio, titânio, berílio
	preciosos	ouro, prata, platina
	raros	berílio, césio, lítio, etc.
Não-metálicos		
	materiais de construção	areia, cascalho, rochas industriais, brita
	materiais para indústria química	enxofre, fluorita, sais, pirita, cromita
	fertilizantes	fosfatos, potássio, nitrato
	cimento	calcário, argila, gipsita
	cerâmica	argilas, feldspato, sílica
	refratários	cromita, magnesita, argilas, sílica
	abrasivos	córindon, diamante, granada, quartzito
	isolantes	amianto, mica
	fundentes	carbonatos, fluorita
	pigmentos	barita, ocre, titânio
	gemas	diamante, rubi, turmalina

Supérgeno

Inclui um grupo de depósitos cuja geração se relaciona às alterações físicas e químicas sofridas pelas rochas submetidas ao intemperismo. A geração desses depósitos depende em primeira instância da existência prévia de uma rocha adequada, designada de rocha inalterada, parental ou rocha-mãe, sobre a qual agirá a alteração supérgena. De acordo com seu comportamento geoquímico supérgeno (Cap. 8), alguns constituintes da rocha-mãe são imobilizados no manto de intemperismo enquanto outros são eliminados. Concentra-se ao final do processo um resíduo químico constituído essencialmente por substâncias pouco solúveis nas condições de intemperismo, donde serem também designados depósitos residuais (Fig. 21.13). Quimicamente, as substâncias mineralizadas se apresentam principalmente na forma de oxiânions, tais como silicatos, fosfatos e carbonatos e, também, como óxidos e hidróxidos.

Clima, vegetação, relevo e drenagem igualmente influem na formação do depósito supérgeno, governando a alteração química dos minerais da rocha-mãe, retendo a fase química insolúvel ou promovendo a eliminação da fase solúvel. Sendo gerados no manto de intemperismo, portanto próximos da superfície, podem ser facilmente erodidos. Por isso a maior parte dos depósitos conhecidos e lavrados desta classe é relativamente jovem (pós-Mesozóico) e com maior freqüência ocorrem na região intertropical, onde os processos intempéricos são mais intensos. Como tal, são comuns e importantes economicamente no Brasil, onde os climas equatorial e tropical favorecem sua formação.

O alumínio em depósitos de bauxita (Cap. 8), é um dos bens minerais obtidos a partir de depósitos deste tipo genético. Além deste, também são conhecidos depósitos supérgenos significativos de manganês, níquel, fosfatos, urânio, caulim, areia quartzosa, etc. Volumosos depósitos de cobre viabilizaram-se economicamente graças ao enriquecimento supérgeno atuante sobre suas mineralizações disseminadas a baixo teor, tal como nos depósitos de cobre porfirítico, com muitos exemplos na cadeia andina.

Sedimentar

Dois grandes grupos de depósitos minerais sedimentares são diferenciados: os detríticos, também conhecidos como plácer, e os químicos. Esses depósitos decorrem, tal como uma rocha sedimentar (Cap. 14), do transporte de substâncias úteis pelos agentes geológicos superficiais e da subseqüente deposição mecânica (depósitos sedimentares detríticos) ou da precipitação química (depósitos sedimentares químicos) das substâncias transportadas em lagos, deltas, linhas de praia, planícies aluvionares, plataforma continental, etc. (Fig. 21.13). Daí podermos também qualificar os depósitos minerais sedimentares de acordo com o ambiente de deposição, por exemplo, lagunares, deltaicos, marinhos, aluvionares, etc.

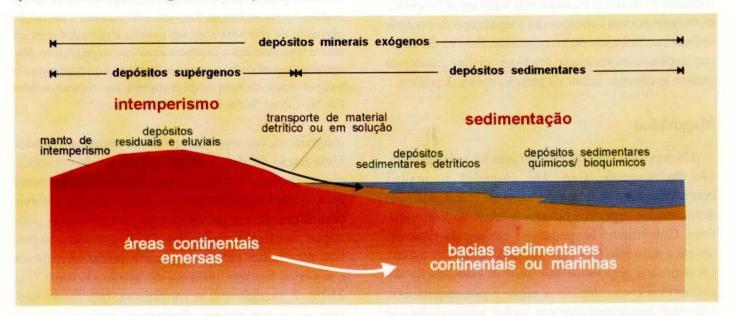



Fig. 21.13 Alguns tipos de depósitos minerais exógenos (formados junto à superfície terrestre), dependentes do intemperismo e da sedimentação. Os depósitos supérgenos freqüentemente se limitam ao manto do intemperismo sobre a rocha-mãe. Os depósitos sedimentares envolvem também um transporte da substância útil, seguido de deposição mecânica da fração sólida (depósitos detríticos) ou precipitação química da fração solúvel (depósitos químicos/bioquímicos).

Representam um grupo economicamente importante e diversificado de substâncias que incluem ferro, manganês, metais básicos, rochas carbonáticas, evaporitos, ouro, fosfato, gipsita, cassiterita, etc. Podem também ser incluídos os chamados combustíveis fósseis (petróleo, carvão, gás natural), gerados em ambientes sedimentares.

Os mecanismos envolvidos na acumulação das substâncias úteis na seqüência sedimentar são bastante distintos. Nos pláceres, onde se concentram minerais usualmente de dureza e densidade elevadas, variações na capacidade de transporte do meio aquoso podem condicionar a deposição do material que está sendo transportado em suspensão ou por arrasto. Nos pláceres aluvionares, por exemplo, a deposição pode ser conseqüência da diminuição da velocidade da água do rio. Assim, partículas finas de minerais bastante densos, como cassiterita, podem estar disseminadas na fração sedimentar de granulação maior e menos densa, como em areias grossas ou em cascalhos. Mecanismos de natureza química mais complexa, freqüentemente interagindo com a atividade biológica, governam a deposição de substâncias previamente dissolvidas na fase aquosa de um ambiente sedimentar. Condições redutoras ou oxidantes e ácidas ou básicas reinantes num sítio deposicional podem, conforme o caso, acarretar a insolubilidade de espécies químicas dissolvidas e condicionar a deposição de metais na forma de sulfetos, carbonatos, hidróxidos, sulfatos, cloretos, etc.

Os depósitos sedimentares, tanto detríticos como químicos, costumeiramente se alojam em horizontes rochosos particulares da seqüência sedimentar hospedeira, os quais podem corresponder a algum tipo de controle sedimentar, litológico ou estratigráfico. Feições do ambiente deposicional associadas à paleogeografia e paleoclima podem igualmente influir na geração desses depósitos.

Magmático

Os depósitos magmáticos são gerados pela cristalização de magmas (Cap. 16). Aqueles formados concomitantemente à fase principal da cristalização são denominados depósitos ortomagmáticos ou sinmagmáticos. Comumente hospedam-se em rochas ricas em olivina e piroxênio (tais como dunito, peridotito, gabro). Os depósitos gerados na fase final da cristalização são conhecidos como depósitos tardi- e pós-magmáticos. Ocorrem freqüentemente em rochas enriquecidas em quartzo e feldspatos (tais como granito e granodiorito).

Durante a cristalização do magma, devido à queda da temperatura, alguns dos seus constituintes tornam-se pouco solúveis na fusão e segregam-se como minerais (por exemplo, cromita) ou mesmo como fases ainda fundidas imiscíveis (por exemplo, sulfetos de ferro e níquel). Essas fases, no decorrer da consolidação, podem se concentrar gerando porções de rocha magmática enriquecidas que podem ser substâncias úteis (Fig. 21.14). Esse processo de geração de depósitos minerais é chamado de segregação magmática. Dessa forma, um minério ortomagmático é a própria rocha ígnea, assemelhando-se a ela em sua textura e estrutura, porém com uma composição mineral especial que lhe confere um valor econômico. São importantes os depósitos associados a rochas básicas e ultrabásicas (cromita, metais do grupo da platina, níquel, cobalto), rochas alcalinas (elementos de terras raras, zircônio, urânio), carbonatito (fosfato, nióbio, elementos de terras raras, barita), e rochas granitóides (estanho, wolfrâmio).

As mineralizações tardi- a pós-magmáticas ocorrem durante as fases terminais de cristalização de rochas

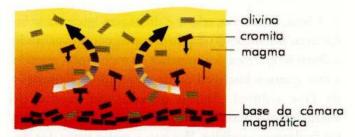



Fig. 21.14 Separação e deposição de cromita dentro de uma câmara magmática. A baixa viscosidade do magma básico ou ultrabásico, submetido a temperaturas elevadas (~1.200° C), permite a atuação de um movimento convectivo. Variações sucessivas na intensidade do fluxo convectivo conduz à deposição alternada de camadas ricas em cromita e camadas ricas em olivina formando assim depósitos estratiformes de cromita. Mecanismos semelhantes podem também conduzir à segregação e concentração de fases magmáticas imiscíveis ricas em sulfetos (Fe, Ni, Cu) ou óxidos (Fe, Ti).

magmáticas, em especial aquelas de natureza granítica. Uma fração fundida residual decorrente da consolidação do magma é enriquecida em voláteis, principalmente água, o que lhe confere bastante fluidez. Dadas as condições de pressão e temperatura a que está submetida, pode migrar para regiões apicais das cúpulas graníticas ou para suas encaixantes próximas, gerando produtos rochosos e minérios bastante distintos do granitóide-fonte (Fig. 21.15). À medida que se movimenta, este fluido também promove transformações químico-mineralógicas nas rochas percoladas. A deposição dos metais comumente mostra um zoneamento, ou seja, das regiões albitizadas

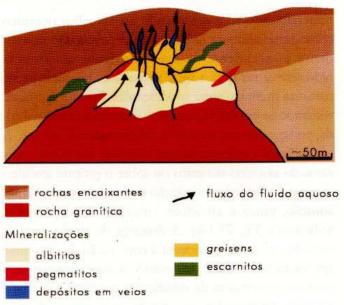



Fig. 21.15 Diagrama esquemático resumindo os principais tipos de depósitos minerais tardi e pós-magmáticos.

até os veios hidrotermais, podem concentrar-se sucessivamente Sn, Mo, Be, W, Bi, Zn, Pb, Ag.

A partir dessa fase magmática residual e fluida, como também de sua interação com a rocha já cristalizada ou com suas encaixantes, poderão surgir mineralizações geoquimicamente especializadas, tais como pegmatitos, albititos, escarnitos, *greisens* e depósitos hidrotermais de filiação magmática. A diversificação e variedade mineralógicas nesses depósitos são notáveis e incluem bens minerais, entre outros, de metais raros, fluorita, mica, feldspato, quartzo, sulfetos e sulfossais de vários metais e, praticamente, todas as pedras preciosas.

Hidrotermal

Depósitos hidrotermais são produzidos pelas soluções hidrotermais. Estas, de um modo simples, podem ser entendidas como soluções aquosas aquecidas (usualmente acima de 50°C), caracterizadas por composição química complexa dada por diversas substâncias dissolvidas. Essas soluções ou fluidos podem ser gerados em diversos sistemas geológicos, donde a fase aquosa e seus solutos terem fontes diversas, tais como magmática, metamórfica, meteórica de circulação crustal profunda, sedimentar, entre outras (Fig. 21.16). Nestes diferentes ambientes geológicos, a água pode ser progressivamente aquecida e reagir quimicamente com os minerais e rochas percolados, transformando-se então numa solução/fluido mineralizador. A deposição das substâncias transportadas e a geração do minério decorrerão, conforme o caso, da intervenção combinada de fatores, tais como resfriamento e queda de pressão da

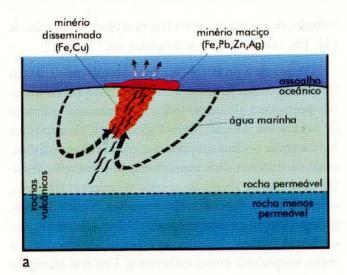
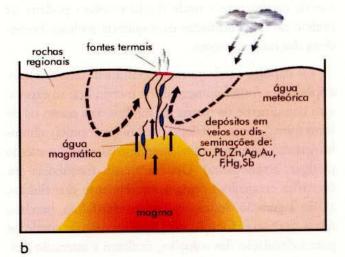
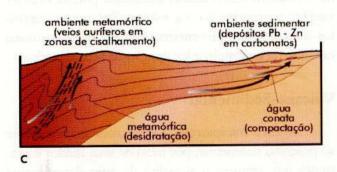



Fig. 21.16 Esquemas ilustrativos de situações geológicas onde podem ocorrer depósitos minerais hidrotermais, por percolação de fluidos na crosta oceânica (a) ou continental (b, c). De início, a água tem uma circulação descendente, difusa, envolvendo grandes volumes de rocha. Ocorre a lixiviação de metais transportados como solutos. A circulação ascendente ocorre usualmente de forma canalizada ao longo de fraturas, falhas, planos de acamamento ou de foliação, onde também pode ocorrer a precipitação das substâncias transportadas. A situação (a) pode estar associada ao vulcanismo intermediário e félsico em zonas de subducção; a situação (b) pode ser encontrada em zonas de *rifts* continentais, e os exemplos da situação (c) em seqüências sedimentares de margens continentais passivas e em cinturões metamórficos ao longo de zonas de colisão de placas.

solução, reações com as rochas percoladas, variação de pH, Eh, concentração de oxigênio, etc.

Talvez seja o processo de mineralização mais comum atuante na crosta terrestre, ilustrado por depósitos minerais portadores de quase todos os elementos químicos de ocorrência natural. Morfologicamente, os depósitos hidrotermais podem se apresentar como **veios** ou **filões**, onde os minerais úteis preenchem, por exemplo, fraturas ou falhas na forma de corpos de minério tabulares, ou ainda como depósitos disseminados. Nestes últimos, a mineralização envolve um maior volume de rocha, preenchendo fraturas delgadas ou substituindo minerais da rocha hospedeira, como carbonatos. Um dos exemplos comuns são os depósitos de ouro hospedados em zonas de cisalhamento, onde fluido e soluto podem ter origem no metamorfismo da seqüência rochosa hospedeira das mineralizações.

Os depósitos hidrotermais constituem uma das mais importantes fontes comerciais de metais, que se expressam comumente na forma de sulfetos, tais como os de ferro (pirita), zinco (esfalerita), cobre (calcopirita), chumbo (galena), prata (argentita), mercúrio (cinábrio) e arsênio (realgar, arsenopirita). Ocorrem com freqüência em cinturões orogênicos onde o aquecimento dos fluidos, aliado à geração de feições estruturais (falhas, brechas, faixas cisalhadas, foliação, etc.), que servirão de condutos para a circulação das soluções, facilitam a interação fluido-rocha. Ao longo dessas estruturas poderá ocorrer também a precipitação dos solutos. Daí muitos depósitos hidrotermais apresentarem um controle estrutural evidente na deposição e localização de seus minérios.

Vulcano-Sedimentar

A atividade vulcânica que se instala concomitantemente ao processo sedimentar, por meio de seus fluidos e exalações que atingem o assoalho do sítio deposicional usualmente marinho, pode gerar os depósitos vulcano-sedimentares.

Esse processo de mineralização pode ser atualmente observado junto aos sistemas de *rifts* das dorsais meso-oceânicas. Equipamentos e veículos submergíveis, próprios para atuar em grandes profundidades, puderam registrar e filmar a atividade vulcânica exalativa nessas dorsais, bem como amostrar materiais já mineralizados de uma jazida em formação a partir da precipitação dessas soluções (Caps. 13 e 17), constituídas pela própria água do mar que, infiltrando-se profundamente na crosta oceânica, aquece-se e interage quimicamente com suas rochas, mineralizando-se e retornando ao assoalho oceânico como uma salmoura hidrotermal. A percolação descendente e ascendente da água configura um sistema hidrotermal no qual a água percolante, inicialmente de natureza marinha, sofre modificações físicas e químicas, tornando-se em diferentes graus mais ácida, mais reduzida, enriquecida em solutos e, evidentemente, quente. A instabilização química dessas soluções, em níveis mais rasos do assoalho oceânico ou sobre o próprio assoalho oceânico, conduz à precipitação dos metais carreados em solução, junto à atividade vulcânica e ao processo sedimentar (Fig. 21.16a). A descarga do fluido sobre o assoalho oceânico pode levar à construção de estruturas em forma de chaminé (tais como os *black smokers* e *white smokers*), constituídas de substâncias químicas (sulfatos e sulfetos) precipitadas em contato com a água do mar (Cap. 17).

Essas mineralizações não são somente visualizadas nas atuais bordas de placas divergentes. Exemplos dessas mineralizações são conhecidos desde o Arqueano. Os principais depósitos são de metais básicos (tais como cobre, zinco, chumbo), níquel e ouro, correspondendo a importante parcela dos recursos mundiais desses bens minerais.

Metamórfico

Os depósitos metamórficos mais evidentes decorrem da recristalização de rochas ou minérios pré-existentes por ação da pressão e temperatura. Entre as transformações impostas, o aumento da granulação e cristalinidade das fases minerais iniciais comumente confere ao minério melhor qualidade para sua utilização, a exemplo dos mármores e grafita, também designados depósitos metamorfizados. O mármore é o equivalente metamórfico de rochas sedimentares calcárias e a grafita, de sedimentos carbonosos.

Os fluidos metamórficos, gerados em condições de temperatura e pressão elevadas (Cap. 18), podem conter substâncias passíveis de serem precipitadas em resposta a mudanças químicas, físicas, geomecânicas ou devidas a reações com as rochas percoladas. A deposição ocorre durante a percolação desses fluidos através de rochas mais permeáveis ou de estruturas tectônicas favoráveis como foliações, planos de falha ou zonas de cisalhamento, conduzindo à formação de depósitos hidrotermais de filiação metamórfica.

A maioria dos depósitos dessa classe origina-se da ação de eventos regionais usualmente progressivos.

Durante esses eventos, pelo menos parte das substâncias mineralizadas é transportada por fluidos devolatilizados concomitantes ao metamorfismo e interatuantes com as rochas percoladas. Mineralizações de ouro, freqüentemente na forma de filões, são alguns dos exemplos desse processo genético constituindo os valiosos *lodes* auríferos (Fig. 21.16c).

Além do metamorfismo regional, o de contato pode formar depósitos específicos, ditos depósitos metassomáticos de contato ou escarnitos, que se associam à zona de contato entre intrusões magmáticas, usualmente de natureza granítica, e seqüências rochosas carbonatadas. Minerais neoformados tais como de wolfrâmio, ferro, ouro, cobre, wollastonita, granada, etc. podem se tornar enriquecidos dentro da auréola de contato com a rocha encaixante.

21.3 Tectônica Global e Depósitos Minerais

Como já sabemos, a superfície da Terra é constituída por um número finito de placas oceânicas e continentais que se movem a taxas da ordem de alguns centímetros por ano (Cap. 6). Os processos tectônicos, magmáticos, termais e sedimentares que se instalam ao longo dos limites de placas podem conduzir à geração de depósitos minerais (Fig. 21.17). As margens de placas tectônicas de maior interesse metalogenético são as convergentes, divergentes e as margens passivas, conforme exemplificado na Tabela 21.4.

O impacto da tectônica global na geologia econômica possibilita entendermos melhor o ambiente tectônico, as associações litológicas e a metalogênese correlata no ambiente da evolução continental, o que, por sua vez, facilita a elaboração de modelos e programas exploratórios dirigidos à procura e descoberta de novos recursos minerais.

A maior parte dos exemplos de depósitos minerais fanerozóicos (Cap. 15) mostra uma clara relação espacial e genética com a tectônica global, a qual, por meio de seus mecanismos e processos, atuou de forma mais evidente até hoje conhecida e registrada. Ela é considerada a causa maior, evidentemente não exclusiva, da proliferação abundante e variada de depósitos minerais durante o Fanerozóico.

Vários tipos de depósitos proterozóicos, ou mesmo arqueanos, vêm sendo também interpretados à luz de mecanismos semelhantes à tectônica global, atuantes nessas épocas mais antigas. Entre eles, podem ser citados: formações ferríferas paleoproterozóicas (portadoras dos importantes depósitos de minério de ferro do Quadrilá-

rifts	arco magmático	bacia de ante-arco	assoalho oceânico	dorsal meso-oceânica		bacia de ante-arco	arco de ilha
estanho nióbio urânio carbonatito kimberlito depósitos sedimentares e sedimentar-exalativos (Pb,Zn,Cu)	depósitos porfiríticos de cobre, molibdênio; depósitos de metassomatismo de contato (Cu,Fe,W,Au); veios hidrotermais	chumbo, zinco, cobre	nódulos plurimetálicos (Fe,Mn,Ni,Co)	depósitos de sulfetos maciços (Cu,Zn,pirita) depósitos de segregação magmática (cromita podiforme)		pláceres auríferos	depósitos de sulfetos maciços (Cu,Zn,Pb,Ag,Au)

Fig. 21.17 Exemplos de depósitos minerais freqüentemente associados a ambientes da tectônica global.

Tabela 21.4 Tipos de margens tectônicas e mineralizações associadas

Ambientes Tectônicos	Depósitos Minerais
Margens Divergentes	
área oceânica	mineralizações de sulfetos nas cadeias meso-oceânicas atuais: exalações na dorsal do oceano Pacífico, lama metalífera do mar Vermelho
	mineralizações em ofiolitos: sulfetos vulcanogênicos de Cu - Zn (Canadá) e cromita (Turquia)
	nódulos polimetálicos (Fe, Mn, Ni, Cu) no assoalho oceânico
área continental	depósitos de Ni e Cu em lavas basálticas (Rússia)
	mineralizações em rochas magmáticas associadas a *rift* continental: granitos estaníferos (Brasil), carbonatitos com Nb, apatita e elementos de terras raras (Brasil)
Margens Convergentes	
com subducção	depósitos de sulfetos polimetálicos (Cu, Pb, Zn) vulcanogênicos (Japão)
	mineralizações de Cu porfiríticas (Chile e outros países ao longo dos Andes)
	depósitos hidrotermais de Sn, W, Bi, Pb, Zn, Ag (Bolívia, Peru)
com colisão	mineralizações a metais raros (Sn, W): Província estanífera do sudeste asiático (Malásia, Indonésia, Tailândia)
	depósitos de Pb - Zn em rochas carbonáticas: EUA
Margens Passivas	
	petróleo, gás natural, evaporitos, fosfato: bacias marginais brasileiras (Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano, Campos)

tero Ferrífero em Minas Gerais), mineralizações de Sn mesoproterozóicas (Província Estanífera de Rondônia), minérios (Cr, Ni, Cu, platinóides) em complexos máficos/ultramáficos arqueanos ou paleoproterozóicos (África do Sul, Canadá), sulfetos de Zn, Cu, Ni em seqüências vulcano-sedimentares arqueanas (Canadá, Austrália).

21.4 Descobrindo Novos Depósitos Minerais

Devido à grande produção de minérios, as reservas minerais mundiais conhecidas estão sendo exauridas, podendo no futuro tornar-se escassos os depósitos com concentrações econômicas de elementos ou substâncias minerais úteis. Dessa forma, descobrir novos depósitos minerais significa acima de tudo assegurar o suprimento de metais e insumos minerais não-metálicos para benefício geral da humanidade e também proporcionar meios para estabelecer novas minas, vilas mineiras, cidades e atividades comerciais inerentes.

O que é a **pesquisa mineral**? Significa a execução de uma seqüência contínua de atividades, quando novos depósitos e recursos minerais são descobertos. Essas atividades vão desde a procura de indícios de mineralização, passando pelo estudo localizado dos mesmos, delineamento do corpo de minério, até a determinação de seu aproveitamento econômico. Ela é, em si, um negócio de alto risco mas de retorno atraente. É um exercício de criatividade intelectual e científica, envolvendo geração de idéias e teste contínuo das mesmas. A pesquisa mineral é a primeira fase do processo de suprimento de matérias-primas minerais. Este processo é dinâmico, pois a demanda estimula a pesquisa mineral e, ao mesmo tempo, a busca de alternativas de suprimento.

Até a década de 1950, a pesquisa mineral resumia-se basicamente ao exame de indícios minerais, em que o prospector era a figura central. Atualmente, os esforços são dirigidos e baseados em uma análise regional mais ampla, na qual os programas de pesquisa mineral constituem operações sincronizadas ou negócios de organizações, e não ações individuais, envolvendo a análise de áreas e alvos favoráveis à existência de minérios.

No Brasil, nas últimas décadas, muito pouco se fez em relação à pesquisa mineral, embora, recentemente, novas áreas estejam sendo pesquisadas para ouro, diamante, platinóides, rochas e minerais industriais. Novas técnicas de pesquisa são aplicadas para avaliar o potencial mineral principalmente em áreas mais favoráveis à ocorrência de novos depósitos minerais.

21.4.1 Os objetivos e as atividades na pesquisa mineral

A descoberta, caracterização e avaliação de substâncias minerais úteis existentes no interior ou na superfície da Terra constituem os objetivos essenciais da pesquisa mineral. Ela procura descobrir corpos minerais que possam ser colocados em produção lucrativa no menor intervalo de tempo possível, ao menor custo e, freqüentemente, em situação econômica e tecnológica diferente da época em que a pesquisa foi executada (geralmente alguns anos depois). O modelo econômico utilizado na programação da pesquisa vale naquela época, naquela região e naquele caso, podendo exigir reformulação e adaptações à medida que o tempo passa.

Qualquer programa de pesquisa mineral segue uma seqüência lógica de atividades e é parte essencial de um empreendimento mineiro (Tabela 21.5). O sucesso caracteriza-se por um aumento crescente de favorabilidade da área a pesquisar. O caráter progressivo e a redução do tamanho da área são características intrínsecas de um programa bem sucedido.

Para direcionar a escolha de áreas de pesquisa e descoberta de novos depósitos minerais, o prospector usa métodos e técnicas que possibilitam uma análise previsional do sucesso ou não do empreendimento.

Hoje faz-se uso intensivo do chamado modelo de depósito mineral, que consiste em um arranjo sistemático de informações que descrevem os atributos essenciais de uma dada classe de depósito mineral. Ambiente geológico de formação, ambiente deposicional, idade do evento gerador e feições do depósito (tais como as referentes a mineralogia, controles da mineralização, assinaturas geoquímica e geofísica, tamanho e teor de elementos ou substâncias úteis) são alguns exemplos de atributos essenciais.

A utilização criteriosa do modelo de depósito mineral pode conduzir ao reconhecimento, em uma nova área de pesquisa, de atributos semelhantes ou idênticos àqueles já descritos em áreas onde são conhecidos ou lavrados depósitos minerais. Assim, as novas descobertas, mesmo de corpos não imediatamente reconhecíveis junto à superfície, decorrem da seleção de áreas onde a ocorrência mineral ou depósito mineral resultaram de levantamentos científicos e técnicos planejados.

21.5 Panorama dos Recursos Minerais do Brasil

Uma visão geral sobre a situação reinante em bens minerais de um país pode ser avaliada observando-se as suas reservas minerais disponíveis e a produção realizada, assim como o comércio exterior que mantém com importadores e exportadores de bens minerais.

Tabela 21.5 Etapas de uma seqüência de atividades de um empreendimento mineral

Etapas	Objetivos
1. Análise regional	Seleção de áreas favoráveis à ocorrência de mineralizações de interesse; investigação do conhecimento e de trabalhos eventualmente já realizados nas áreas selecionadas; procura de indícios de mineralização; seleção de áreas prioritárias para estudo de detalhe nas etapas seguintes.
2. Levantamento regional	Procurar alvos dentro das áreas selecionadas favoráveis à ocorrência de depósitos minerais.
3. Prospecção	Investigar os indícios de mineralização superficiais e subsuperficiais; hierarquizar ou classificar os indícios por ordem de prioridade para posterior estudo de detalhe.
4. Avaliação de depósito	Caracterizar o depósito mineral (forma, extensão, profundidade, quantidade das substâncias úteis, teores, etc.) para decisão se ele é ou não viável economicamente.
5. Lavra	Estabelecer métodos de lavra e de beneficiamento, definir equipamentos para essas atividades e estudar a viabilidade econômica do empreendimento mineiro.
6. Controle e recuperação do meio ambiente	Coletar dados que permitam conciliar os trabalhos de mineração *versus* a proteção do meio ambiente, recuperando áreas já degradadas por essas atividades.

Algumas das principais reservas minerais brasileiras estão relacionadas na Tabela 21.6, ordenadas conforme suas participações percentuais (acima de 4%) na disponibilidade mundial da matéria-prima mineral.

O nióbio confere ao Brasil a posição de maior detentor de reservas desse bem mineral e mantém essa posição há alguns anos no quadro mundial das reservas minerais. O depósito localizado no carbonatito do Barreiro (Araxá, MG) é o principal responsável pelas nossas reservas e também pela maior produção. Outros bens minerais listados na Tabela 21.6 representam frações importantes da disponibilidade mundial. Os bens minerais com participação percentual pequena, mas ocupando posição de destaque, comumente correspondem àqueles com distribuição geográfica heterogênea, onde poucos países detêm a maior parte das reservas mundiais conhecidas.

Estudos recentes têm mostrado que parece haver uma relação entre a área de um país e a quantidade de substâncias minerais produzidas (Fig. 21.18). Para os chamados países mais desenvolvidos, esta correlação é bastante evidente: aqueles de maior área produzem mais, certamente como decorrência de maior possibilidade de encontrar substâncias minerais e por serem regiões geologicamente bem conhecidas.

Na Tabela 21.7 estão alguns dos principais bens minerais metálicos e não-metálicos produzidos, ordenados de acordo com a oferta mundial da matéria-prima mineral, a exemplo de cerca de 90% do nióbio ofertado no mundo.

As principais produções físicas (produção expressa em termos de quantidade) correspondem, em boa parte, a minérios com reservas igualmente importantes internacionalmente. Alguns depósitos minerais brasileiros com reserva e/ou produção expressivas, com exceção das substâncias combustíveis, estão indicados na Fig. 21.19.

A quantidade de bens minerais produzida por uma nação é fundamental para o atendimento de suas necessidades internas e para a geração de divisas através de exportação. A razão produção/consumo, que pode ser expressa em porcentagem, permite qualificar os bens minerais de um país como excedente, suficien-

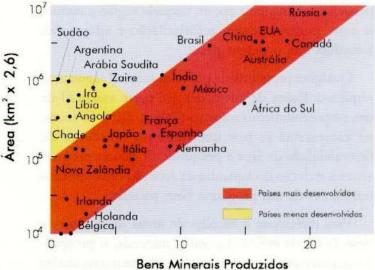



Fig. 21.18 Relação entre área e substâncias minerais produzidas em países mais desenvolvidos (boa correlação) e países menos desenvolvidos (sem correlação). Fonte: Kesler, 1994.

Tabela 21.6 Principais reservas minerais brasileiras.

Bem mineral	Reserva medida +reserva indicada (10^6t)	Reserva mundial (%)	Posição
Nióbio (Nb_2O_5)	3,7	86,0	1
Grafita	95,0	20,1	2
Talco	178,0	19,0	3
Caulim (reserva total)	1.524,0	14,7	2
Vermiculita	16,4	8,3	3
Estanho[1]	0,6	8,0	5
Ferro	20.000,0	7,3	7
Alumínio	1.809,0	6,6	5
Magnesita (MgO)	180,0	5,2	4
Níquel[1]	6,0	4,4	9
Ouro(em t)	1.900,0	4,1	6
Zircônio (ZrO_2)	2,5	4,0	6

Tabela 21.7 Principais produções minerais brasileiras.

Bem mineral	Produção (10^3t)	produção mundial (%)	Posição
Nióbio (Nb_2O_5)	26,0	92,9	1
Ferro	186.700,0	18,1	2
Manganês[1]	956,0	12,5	4
Magnesita calcinada	295,0	10,4	3
Alumínio (bauxita)	11.671,0	9,9	4
Amianto (fibra)	208,0	9,1	5
Estanho[1]	18,0	9,0	4
Caulim	1.280,0	6,7	3
Talco	452,0	5,5	6
Vermiculita	23,0	5,3	4
Cal	6.469,0	5,2	6
Grafita	27,0	4,8	4

Fonte: Sumário Mineral, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1998. (1) metal contido

Mineral	Depósitos
Alumínio	Al-1 - Trombetas Al-2 - Paragominas Al-3 - Almeirim Al-4 - Poços de Caldas
Amianto	Am-1 - Minaçu
Barita	Ba-1 - Araxá Ba-2 - Camamu
Caulim	Cm-1 - Rio Capim Cm-2 - Rio Jari
Chumbo	Pb-1 - Morro Agudo Pb-2 - Boquira Pb-3 - Panelas Pb-4 - Canoas Pb-5 - Perau
Cobre	Cu-1 - Salobo Cu-2 - Caraíba Cu-3 - Camaquã Cu-4 - Mara Rosa
Estanho	Sn-1 - Pitinga Sn-2 - Rio Xingu Sn-3 - Rio Tapajós-Jamanxim Sn-4 - Província Estanífera de Rondônia Sn-5 - Província Estanífera de Goiás
Ferro	Fe-1 - Quadrilátero Ferrífero Fe-2 - Distr. Min. de Carajás Fe-3 - Urucum
Fluorita	F-1 - Distr. de Sta. Catarina F-2 - Cerro Azul
Grafita	Gf-1 - Pedra Azul Gf-2 - Itapecerica
Magnesita	Mg-1 - Brumado
Manganês	Mn-1 - Serra do Navio Mn-2 - Azul Mn-3 - Buritirama Mn-4 - Urucum Mn-5 - Cons. Lafaiete
Nióbio	Nb-1 - Araxá Nb-2 - Tapira Nb-3 - Ouvidor Nb-4 - Catalão Nb-5 - Sete Lagos
Níquel	Ni-1 - Americano do Brasil Ni-2 - Fortaleza de Minas Ni-3 - Niquelândia Ni-4 - Santa Fé Ni-5 - Barro Alto
Ouro	Au-1 - Dist. de Nova Lima Au-2 - Serra da Jacobina Au-3 - Maria Preta Au-4 - Província Tapajós Au-5 - Província Xingu-Araguaia Au-6 - Província Rio Madeira Au-7 - Alta Floresta Au-8 - Serra Pelada
Fosfato	Fo-1 - Araxá Fo-2 - Patos de Minas Fo-3 - Jacupiranga
Talco	To-1 - Brumado To-2 - Nova Lima
Vermiculita	Vm-1 - Catalao Vm-2 - Ouvidor Vm-3 - Paulistana
Zinco	Zn-1 - Morro Agudo Zn-2 - Vazante
Zircônio	Zr-1 - Pitinga Zr-2 - Mataraca

Fig 21.19 Localização de distritos e depósitos minerais mais importantes do Brasil.

te ou insuficiente, embora a posição de um dado bem mineral possa variar no tempo entre essas três classes. No Brasil, atualmente, nióbio, ferro, bauxita, manganês, grafita, vermiculita, níquel, caulim, entre outros, exemplificam o caso de bens minerais excedentes, ao passo que fosfato, potássio, enxofre, combustíveis fósseis e chumbo podem, entre outros, exemplificar a situação de bens minerais insuficientes, necessitando ser importados para o completo atendimento da demanda interna.

A razão entre reserva e produção anual, que pode ser expressa em anos, fornece uma estimativa de duração das reservas conhecidas (Fig. 21.20) e sob esse critério qualificam-se as reservas em abundante (duração acima de 20 anos), suficiente (duração aproximada de 20 anos) ou carente (duração menor de 20 anos). A referência temporal convencionada (20 anos) representa o período de tempo no qual novos depósitos poderiam ser descobertos ou minas já conhecidas poderiam ser ampliadas ou, ainda, a implementação de novas técnicas de modo a permitir a utilização de minérios até então descartados, levando a alterações no quadro de previsões de duração de reservas minerais.

A produção física de bens minerais tem, do ponto de vista econômico, um significado muito relativo se não associarmos a ela o valor da substância produzida, pois há bens minerais extremamente valiosos e outros com preço unitário muito baixo. Por exemplo, o valor da produção de centenas de milhões de toneladas de minério de ferro pode ser comparável àquele de apenas centenas de toneladas de produção de ouro. Assim, o elevado valor da produção mineral de um país dependerá basicamente das quantidades de minérios valiosos produzidas e que comumente podem corresponder quantitativamente a produções físicas menos expressivas.

A importância da indústria extrativa mineral pode ser melhor percebida, no contexto econômico, considerando-se a indústria de transformação mineral que a sucede na cadeia produtiva e que soma valor à matéria-prima mineral primária. Entre outros, por exemplo, estão os segmentos metalúrgico, petroquímico, de cimento e de fertilizante que transformam, respectivamente, a cassiterita em folha de flandres, o petróleo em combustíveis, o calcário em cimento e a apatita em ácido fosfórico.

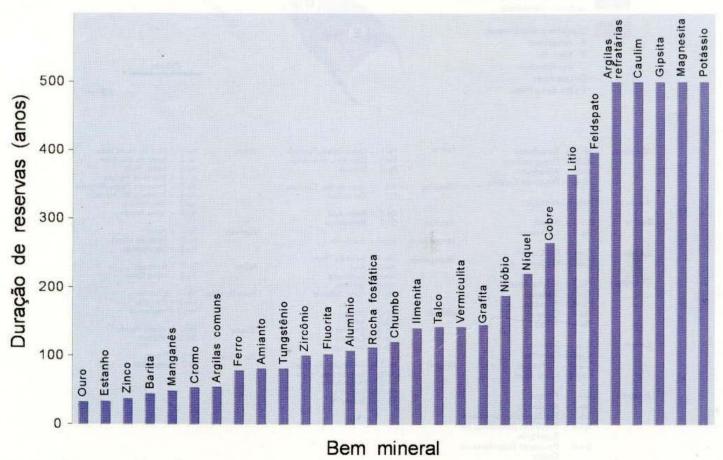



Fig. 21.20 Duração estimada de reservas brasileiras de alguns bens minerais, com base na razão reserva/produção anual. Dados de Anuário Mineral Brasileiro, 1997 e Sumário Mineral, 1998, Departamento Nacional da Produção Mineral.

O Brasil vende e compra diversos produtos de origem mineral que são agrupados em quatro classes (Tabela 21.8), constituindo o denominado setor mineral, conforme sistematização do Departamento Nacional da Produção Mineral.

O País possui uma pauta diversificada de exportações de bens minerais primários, na qual destacam-se o minério de ferro, além de bauxita, rochas ornamentais, manganês, caulim, amianto, diamante e magnesita. Por outro lado, o consumo doméstico depende em diferentes graus da importação de vários produtos de origem mineral, dos quais o petróleo tem sido o item mais oneroso, apesar dos avanços na produção interna com base em novas descobertas realizadas pela Petrobrás. Produção insuficiente ou ausência de recursos minerais economicamente viáveis implicam pesada dependência externa de outros bens minerais, tais como carvão metalúrgico, cobre, fertilizante potássico, enxofre, gás natural, fosfato, titânio e chumbo.

21.6 Recursos Minerais e Civilização

O estilo de vida que herdamos, praticamos e que certamente passaremos para as próximas gerações é inegavelmente dependente do uso e de aplicações de recursos minerais. São muitos os exemplos de situações cotidianas que se viabilizam à base da extração de recursos minerais. Basta olharmos atentamente ao redor de nosso ambiente de trabalho, em nossa casa, na escola e mesmo no lazer para que identifiquemos equipamentos, aparelhos, móveis, utensílios – uma série de objetos – cuja fabricação envolve uma variedade de produtos derivados de bens minerais de todas as classes (metais, não-metálicos, combustíveis fósseis, metais preciosos, gemas, etc.).

As atividades industriais modernas em diferentes áreas de metalurgia, química, fertilizante, cimento, construção civil, elétrica, etc. usam e transformam bens minerais, gerando produtos manufaturados, inimagináveis pelos nossos antepassados, que permitem a execução de nossas atividades com eficiência e certo conforto.

Se analisarmos os usos que a humanidade faz dos diversos bens minerais, perceberemos a dependência que temos deles e, se somarmos as quantidades utilizadas, poderemos chegar a números no mínimo curiosos em termos do consumo *per capita* desses bens (Fig. 21.21), em particular nos países altamente industrializados.

Tabela 21.8 Classificação e exemplos de produtos de origem mineral comercializados pelo Brasil.

Classes	Produtos - Exemplos
Bens minerais primários	minério bruto ou beneficiado, mas ainda substância mineral: minério de ferro (hematita), concentrado de minério de cobre (calcopirita)
Semi-manufaturados	produtos da indústria de transformação mineral: ferroligas, cátodos de cobre.
Manufaturados	produtos comerciais finais: tubos de aço, chapas de cobre.
Compostos químicos	produtos específicos da indústria de transformação mineral da área química: óxido férrico, cloreto de cobre.

Diferentemente de outros recursos naturais, tais como os de origem vegetal ou animal, a maioria dos recursos minerais não é renovável, e a extração se dá numa velocidade bem maior do aquela com que eles se formam (milhares ou mesmo milhões de anos). Uma vez lavrados e utilizados, eles podem não mais se formar na escala de tempo da vida humana. Decorre daí a disponibilidade finita de bens minerais, pelo menos em termos dos tipos de depósitos que atualmente conhecemos e que estamos habituados a lavrar. Uma estimativa de duração de reserva de um dado bem mineral pode ser visualizada, de uma forma simples, pela razão entre sua reserva e sua produção atuais (Fig. 21.22).

Os aproximadamente seis bilhões de habitantes da Terra estão progressivamente procurando o bem-estar que o consumo mineral pode proporcionar e pressionam para que sejam encontrados e produzidos cada vez mais bens minerais. No entanto, notamos uma distribuição desequilibrada do consumo dos bens minerais, cabendo a maior fatia aos países industrializados, ao passo que um menor consumo caracteriza os menos desenvolvidos. Para estes países é lógico prever que, com o aumento do padrão de vida, passarão a consumir sua parte

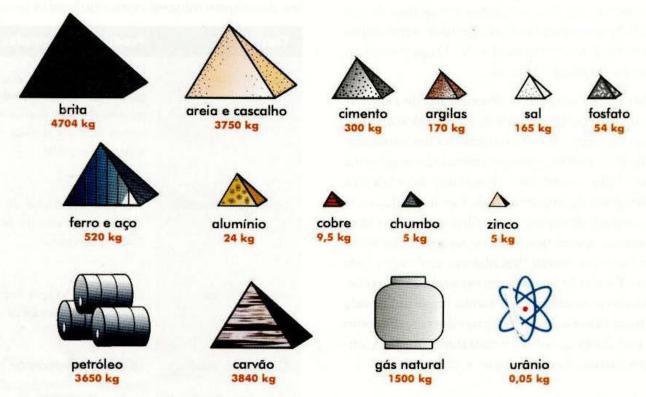



Fig. 21.21 Consumo anual médio de alguns recursos minerais por pessoa nos E.U.A. Fonte: Craig, Vaughan, & Skinner, 1996.

de minerais, necessária a seu desenvolvimento, levando o consumo mineral *per capita* a crescer mais rápido e implicando a intensificação da produção mineral. O crescimento populacional é também um fator de aceleração da produção mineral. Embora a taxa de expansão demográfica venha diminuindo globalmente, é evidente que o consumo de vários bens minerais tem crescido mais rápido que a população, tal como é observado com o petróleo (Fig. 21.23).

Essa situação delega, em particular aos geólogos, uma grande responsabilidade, pois eles têm a missão de procurar e identificar depósitos minerais, assim como avaliar suas características com vistas à obtenção do bem mineral. Nesse contexto pode-se perguntar: será possível descobrir novos depósitos minerais parecidos com os de hoje, quanto a porte, teor e viabilidade técnica e econômica? Boa parte dos bens minerais, notadamente aqueles de elementos menos abundantes, é historicamente lavrada com teores decrescentes e com isso os custos energéticos são cada vez mais elevados para transformar esses minérios em produtos manufaturados.

Fisicamente, os recursos minerais são praticamente inesgotáveis, pois a crosta terrestre dispõe de gigantescas quantidades de substâncias minerais úteis, porém, ocorrem em concentrações menores do que aquelas atualmente exigidas para que sejam lavradas. No entanto, a utilização de recursos minerais a teores progressivamente decrescentes, implicando maiores custos energéticos, será viável somente se dispusermos de fontes abundantes e baratas de energia, pois esta é um insumo essencial na extração e tratamento de bens minerais, assim como na fabricação de seus produtos derivados.

Além disso, estamos nos tornando cada vez mais conscientes de que sua produção e uso devem ser conduzidos preservando o meio ambiente. A produção e uso inadequados do bem mineral podem direta ou indiretamente levar a diferentes formas da degradação ambiental, outrora de efeitos locais ou regionais, agora amplos (aquecimento global, chuva ácida, deterioração da camada de ozônio, poluição de reservatórios de água etc.). Assim, não só a provável futura escassez do bem mineral nos aflige, mas também as conseqüências nocivas e, às vezes, desastrosas de sua lavra e utilização.

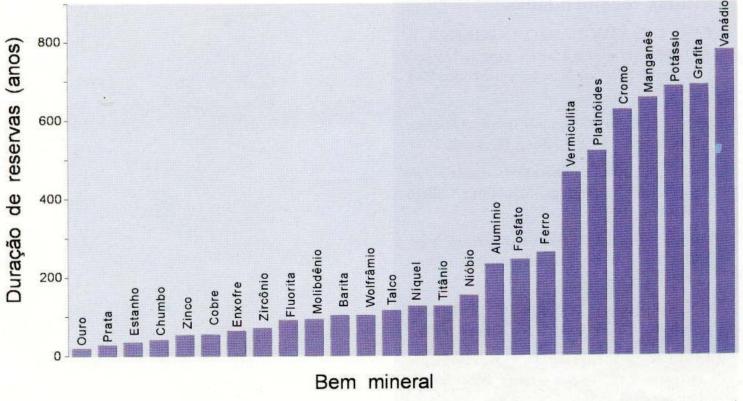



Fig. 21.22 Estimativa de duração das reservas mundiais para alguns bens minerais com base na razão reserva/produção anual. Dados do Sumário Mineral, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1998.

A pressão exercida por esses fatores levou à elaboração do conceito de conservação do recurso como sendo o uso adequado do bem mineral ("sabendo usar, não vai faltar"): evitar o excesso e atender às necessidades de melhoria das condições de vida da nossa geração e da futura.

Apesar dessa complexidade, a perspectiva é otimista. Cremos que a engenhosidade do ser humano levará ao surgimento de novas tecnologias em suas diversas atividades, paralelamente ao crescimento contínuo da população, ainda acelerado em certas regiões do nosso planeta. Em particular na indústria extrativa mineral e na indústria de transformação mineral, as inovações tecnológicas incidiriam em suas diferentes fases ou etapas, levando, por exemplo, a um melhor aproveitamento dos recursos minerais já conhecidos, ao incremento da reciclagem de produtos manufaturados ou à viabilização de recursos outrora marginalizados.

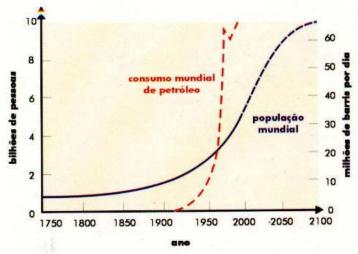



Fig. 21.23 Relação entre o crescimento da população mundial e o consumo de petróleo: este aumenta mais rapidamente que a população. Fonte: Kesler, 1994.

Leituras recomendadas

CRAIG, J. R.; VAUGHAN, D. J.; SKINNER, B. J. *Resources of the Earth - Origin, Use and Environmental Impact.* New Jersey: Prentice-Hall, 1996.

EVANS, A. M. *Ore Geology and Industrial Minerals: an Introduction.* 3ª ed. Oxford: Blackwell, 1994.

KESLER, S. E. *Mineral Resources, Economics and the Environment.* Cambridge: MacMillan College Publishing, 1994.

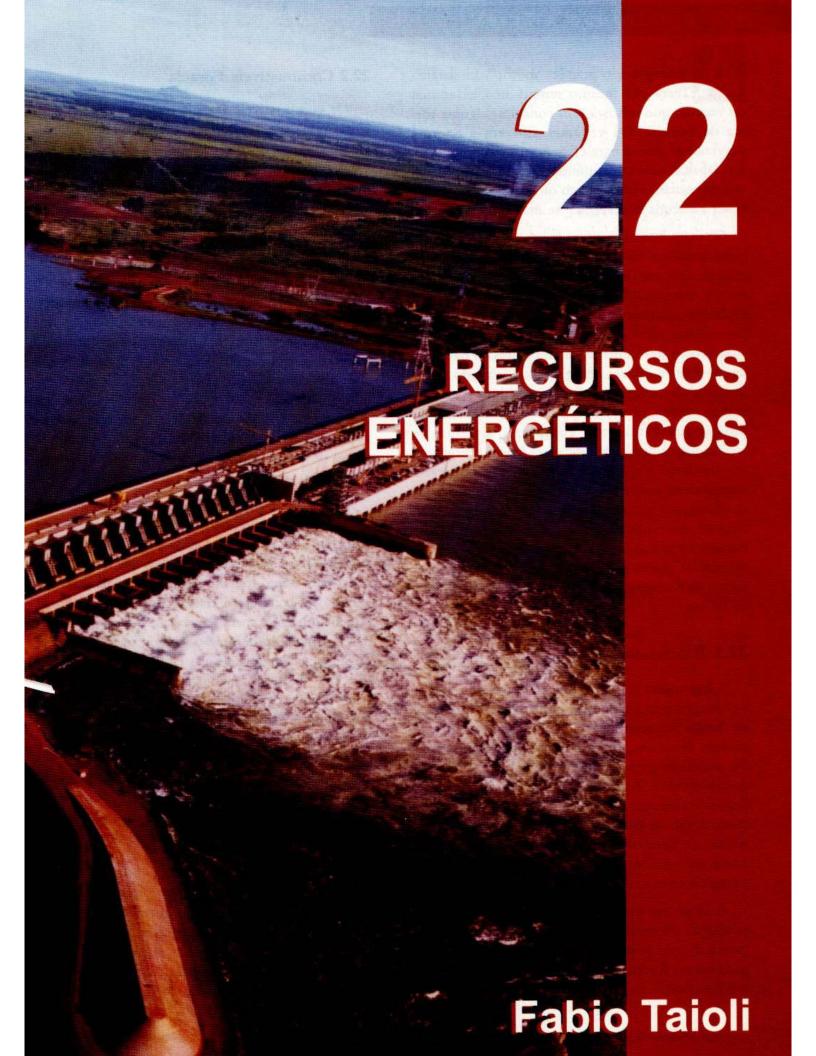
PRESS, F.; SIEVER, R. *Understanding Earth.* 2ª ed. New York: W. H. Freeman and Company, 1998.

SKINNER, B. J.; PORTER, S. C. *The Dynamic Earth.* New York: John Wiley & Sons, 1995.

TARBUCK, C. J.; LUTGENS, F. K. *Earth - An Introduction to Physical Geology.* New Jersey: Prentice-Hall, 1996.

22

RECURSOS ENERGÉTICOS

Fabio Taioli

A **energia** é o grande "motor" do sistema Terra. Ao mesmo tempo, não há animal ou vegetal que subsista sem consumir alguma forma de energia. Os vegetais utilizam a energia proveniente do sol para efetuar a fotossíntese e assim fabricar seus constituintes. Os animais, por sua vez, alimentam-se de vegetais ou outros animais para obter a energia necessária e se manterem vivos.

Os seres humanos aprenderam ao longo dos séculos a utilizar diversas formas de energia que são encontradas na Terra, sendo este um fator de extrema importância no desenvolvimento da civilização, permitindo a fabricação de instrumentos e armas, além de proporcionar o cozimento de alimentos e aquecimento de ambientes. A habilidade de obter e utilizar energia tem permitido que a humanidade ocupe áreas do planeta onde o clima é extremamente adverso, locomova-se de forma rápida e mantenha um complexo sistema de civilização, empregando diferentes fontes energéticas em distintas regiões do planeta. Os **recursos energéticos** utilizados atualmente pelas nações industrializadas são os combustíveis fósseis (carvão mineral, petróleo e gás natural), hidreletricidade, energia nuclear e outras formas de energia menos difundidas como geotérmica, solar, eólica, proveniente da biomassa, de marés e, mais recentemente, de ondas.

22.1 Biomassa

A **biomassa** foi, sem dúvida, o primeiro recurso energético utilizado pela humanidade. A queima de **lenha** foi responsável pelo fornecimento de energia desde os primórdios das civilizações, sendo utilizada principalmente nos países menos desenvolvidos. Estima-se que cerca de 10% dos fogões existentes na Terra ainda utilizem lenha como fonte de energia. Apesar de envolver a destruição de florestas, o cultivo controlado de árvores pode ser uma importante forma de geração de energia a custos relativamente baixos.

A biomassa pode também ser utilizada para a produção de combustíveis (por exemplo etanol e metanol), que podem substituir com certas vantagens outras fontes de energia (ver o quadro sobre o Proálcool).

22.2 Combustíveis Fósseis

Os **combustíveis fósseis** recebem esta denominação por derivarem de restos de plantas e animais soterrados juntamente com os sedimentos que formam as rochas sedimentares. O tipo de combustível fóssil formado depende da matéria orgânica original e da sua subseqüente história geológica.

22.2.1 Carvão Mineral

O **carvão mineral** é utilizado há mais de 2.000 anos, desde a época da ocupação romana da Inglaterra, quando era usado para aquecer as casas dos romanos. No entanto, sua importância maior surgiu com o desenvolvimento das máquinas a vapor, graças a seu alto conteúdo energético e sua grande disponibilidade na Europa e Ásia, e posteriormente no nordeste dos Estados Unidos. Ainda hoje é um componente importantíssimo na **matriz energética** (conjunto de fontes de energia que abastecem um país) de diversos países, por exemplo, Estados Unidos e China.

No Brasil, a existência de carvão no sul de Santa Catarina é conhecida desde 1827, quando tropeiros, acampados na região conhecida como Barro Branco, perceberam que algumas das rochas que haviam utilizado para a montagem de uma fogueira haviam entrado em combustão, transformando-se em cinzas. No entanto, foi somente durante a 2ª Grande Guerra que a exploração de carvão ganhou relevância, devido à necessidade de substituir os combustíveis importados. Outro grande avanço se deu após a primeira grande crise do petróleo (1973/1974), quando houve um enorme incentivo à produção de recursos energéticos alternativos. Atualmente a produção brasileira de carvão mineral é praticamente toda consumida em **termoelétricas**, ou seja, em usinas de geração de energia elétrica a partir do calor gerado pela combustão do combustível, representando hoje cerca de 1,5% da matriz energética do Brasil.

Como se forma o carvão?

O carvão é uma rocha sedimentar combustível, formada a partir do soterramento e compactação de uma massa vegetal em ambiente anaeróbico, em bacias originalmente pouco profundas (da ordem de dezenas a centenas de metros). À medida que a matéria

Usina hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (1,8GW), Primavera, SP. Foto: CESP.

orgânica vegetal é soterrada, inicia-se o processo de sua transformação em carvão, devido principalmente ao aumento de pressão e temperatura, aliados à tectônica. Graças ao ambiente anaeróbico, e com a crescente compactação, os elementos voláteis e a água presentes na matéria orgânica original são expelidos, gerando, concomitantemente, uma concentração relativa de carbono cada vez maior. A principal matéria-prima do carvão é a celulose ($C_6H_{10}O_5$), e, dependendo das condições de P e T, e do tempo de sua atuação, sua transformação pode gerar, progressivamente, **turfa**, **linhito**, **carvão** (também chamado de **carvão betuminoso**) ou **antracito**, de acordo com o grau de maturação ou carbonificação, exemplificado pelas seguintes equações:

$$5(C_6H_{10}O_5) \rightarrow \underset{\text{linhito}}{C_{20}H_{22}O_4} + 3CH_4 + 8H_2O + 6CO_2 + CO$$

$$6(C_6H_{10}O_5) \rightarrow \underset{\text{antracito}}{C_{22}H_{20}O3} + 5CH_4 + 10H_2O + 8CO_2 + CO$$

A Tabela 22.1 mostra a classificação adotada no Brasil para os diversos tipos de carvão mineral.

O carvão é denominado **húmico** quando formado a partir de vegetais superiores de origem continental ou paludal e **sapropélico** ou **saprotético**, quando gerado a partir de algas marinhas. Os carvões húmicos só se formaram na Terra a partir do Devoniano, período em que os vegetais superiores surgiram e passaram a ocupar grandes áreas. Hoje os carvões húmicos perfazem cerca de 95% das reservas conhecidas de carvão no mundo.

Os ambientes propícios à formação de depósitos de carvão são bacias rasas, deltas, estuários ou ambientes pantanosos, relativamente mal oxigenados. Muitos depósitos ocorrem em sucessões de repetidas transgressões e regressões marinhas que, com a variação do nível de base, possibilitaram o avanço de florestas durante o recuo do mar, seguida de soterramento quando o mar invadiu a região costeira novamente. Isto explica a ocorrência, numa mesma região, de diversas camadas de carvão intercaladas por sedimentos.

A distribuição de carvão mineral no mundo é irregular. A Rússia detém cerca de 50% das reservas conhecidas, enquanto os Estados Unidos contam com cerca de 30%. O Brasil conta com apenas 0,1% do carvão conhecido no mundo.

Tabela 22.1 Variação das características do carvão de acordo com o grau de carbonificação.

Parâmetros	Turfa	Linhito	Carvão	Antracito
Densidade (kg/m^3)	1.000	1.000 a 1.300	1.200 a 1.500	1.300 a 1.700
Umidade(%)	65 a 90	15 a 45	1 a 3	-
Carbono* (%)	± 55	65 a 75	75 a 90	90 a 96
Hidrogênio (%)	± 6	5	4,5 a 5,5	2 a 5
Oxigênio* (%)	± 33	25	3 a 11	4 a 11
Componentes Voláteis* (%)	± 60	± 40	10 a 45	3 a 10
Carbono Fixo (%)	± 25	± 35	25 a 80	± 90
Cinzas (%) (material não combustível)	± 10	± 9	0,5 a 40	3 a 30
Poder Calorífico cal/g	4.000 a 5.700	Até 5.700	5.700 a 9.600	8.200 a 9.200
Brilho	fosco	baixo	moderado	alto

(*) medidas sobre o carvão isento de umidade e cinza

O carvão brasileiro

Os carvões minerais explorados no Brasil são do tipo húmico, originados a partir de tecidos lenhosos, celulose, esporos, ceras, resinas, géis, betumes e hidrocarbonetos derivados de uma paleoflora, típica do Carbonífero e Permiano do antigo paleocontinente Gondwana e por diversas espécies de gimnospermas, pteridófitas (samambaias), licófitas e esfenófitas extintas.

O carvão é produzido no Brasil a partir de depósitos na Bacia do Paraná, principalmente nos Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, em rochas de idade permiana inferior (cerca de 260 Ma) (Fig. 22.1). A Fig. 22.2 mostra a distribuição do carvão mineral no Brasil.

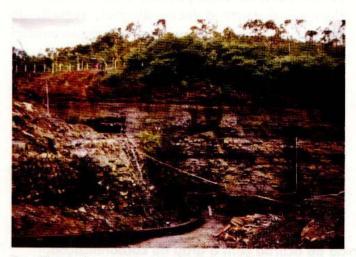



Fig. 22.1 Mineração subterrânea de carvão na região de Criciúma, Santa Catarina. Foto: S. L. F. de Matos.

Fig. 22.2 Distribuição de ocorrências e jazidas de carvão mineral na borda leste da Bacia do Paraná.

Problemas Ambientais

A exploração do carvão mineral envolve a remoção, o transporte e o beneficiamento de grandes volumes de massa mineral, atividades que modificam o meio ambiente (Fig. 22.3). Contudo, a conscientização da necessidade da preservação do meio ambiente e a adoção de políticas que permitam um desenvolvimento sustentável são posturas relativamente recentes. Quando a mineração do carvão no Brasil intensificou-se, no início do século 20, poucos cuidados de preservação ambiental foram tomados. Com isso, muitas áreas produtoras de carvão mineral têm sofrido as conseqüências indesejadas de tal atitude.

O carvão mineral, por se formar sob condições anóxicas, é comumente associado a sulfetos, principalmente à pirita. Exposta à ação do oxigênio do ar e da água, a pirita sofre oxidação, gerando uma solução de ácido sulfúrico e sulfato ferroso, que é a principal fonte poluidora. Quando estes produtos, provenientes dos depósitos de rejeitos e das minas, alcançam os cursos d'água, acidificam as águas, aumentando o teor de sulfato, e desencadeiam uma série de reações químicas, como, por exemplo, a solubilização de metais pesados, ferro, manganês, cálcio, sódio etc. Adicionalmente, a reação exotérmica da oxidação dos sulfetos pode gerar calor suficiente para iniciar a autocombustão do carvão, com a liberação de H_2S; além do odor desagradável, a liberação deste gás na atmosfera pode promover a posterior ocorrência de **chuvas ácidas**.

Até poucos anos atrás os rejeitos das usinas de beneficiamento eram depositados a céu aberto sem qualquer critério técnico, em áreas próximas às usinas, enquanto os efluentes (resíduos) líquidos eram lança-

Fig. 22.3 Mineração a céu-aberto de carvão na região de Charqueadas (RS), onde pode-se observar a grande mobilização de material para exploração do carvão mineral. Foto: S. L. F. de Matos.

dos diretamente nas drenagens. Só a partir do início da década de 1980 é que as primeiras providências oficiais foram tomadas para diminuir os impactos ambientais das atividades mineiras de carvão.

Embora a acidificação dos rios e a geração de chuva ácida sejam os mais graves problemas ambientais decorrentes da mineração do carvão, outros impactos, também graves, podem ocorrer, como degradação da paisagem, subsidência local, rebaixamento do nível freático, assoreamento das drenagens, poluição dos solos e doenças relacionadas ao trabalho.

22.2.2 Petróleo e gás natural

O **petróleo** é conhecido desde tempos remotos. A Bíblia já traz referências sobre a existência de lagos de asfalto. Nabucodonosor pavimentava estradas com esse produto na Babilônia, enquanto os egípcios o utilizavam como impermeabilizante. Por vários séculos o petróleo foi utilizado para iluminação.

Apesar da técnica de perfuração de poços profundos ser dominada desde 200 anos a.C., o objetivo exploratório era sempre água potável. Entretanto, durante o século XVIII já eram cavados poços a profundidades de até 50 metros que buscavam o petróleo. A vantagem desse procedimento era que o petróleo assim produzido era mais "leve" do que o aflorante naturalmente, ou seja, com os seus constituintes mais voláteis ainda presentes. No entanto, a construção desses poços era uma tarefa extremamente arriscada devido à presença de gases altamente inflamáveis. No início do século XIX, as primeiras destilarias foram construídas, visando a separação dos constituintes do petróleo. Paralelamente era desenvolvido o lampião a querosene, que produzia uma chama muito mais brilhante e com muito menos fumaça do que os que utilizavam petróleo bruto ou mesmo óleo de baleia. Na primeira metade do século XIX, foram construídas também as primeiras refinarias, que processavam o petróleo extraído dos poços cavados manualmente.

A moderna era do petróleo teve início quando um norte-americano conhecido como Coronel Drake encontrou petróleo a cerca de 20 metros de profundidade no oeste da Pensilvânia, utilizando uma máquina perfuratriz para a construção do poço. Sua descoberta causou tanta sensação na época que em apenas um ano 15 refinarias de petróleo foram instaladas na região. Na verdade, nessa época, os primeiros exploradores de petróleo foram pessoas ou empresas ligadas ao ramo da mineração, que estavam acostumadas ao ciclo da indústria mineral (do ouro e do carvão). Nesses setores o minério é retirado da mina e comercializado ou armazenado em pilhas até a chegada de um comprador. Para eles havia também a possibilidade de interromper a mineração em épocas de baixa demanda, sem que o minério fosse perdido. A exploração do petróleo mostrou-se completamente diferente. Devido a seu estado líquido, após a perfuração normalmente ocorre surgência natural, o que torna difícil e extremamente oneroso tanto seu armazenamento para regular o fluxo de mercado, como seu transporte por grandes distâncias. Isso, aliado à descoberta de inúmeros outros campos petrolíferos, fez com que diversos desses exploradores, acostumados com outra realidade, falissem e o preço do petróleo caísse tremendamente. Para se ter uma idéia, o preço do barril de petróleo (unidade de medida de volume que equivale a aproximadamente 159 litros) caiu de cerca de US$20 em 1860 para US$ 0,10 em apenas dois anos.

No entanto, a grande revolução da indústria do petróleo ocorreu com a invenção dos motores de combustão interna e a produção de automóveis em grande escala que deram à gasolina (obtida a partir do refino do petróleo) uma utilidade mais nobre do que a simples queima ou descarte nos rios (prática comum no século XIX).

Petróleo e Gás

O petróleo é um líquido oleoso, normalmente com densidade menor que a da água. Sua cor varia desde o incolor até o preto, passando por verde e marrom.

Existem diversas teorias para explicar a origem do petróleo. A mais aceita atualmente é de sua origem orgânica, ou seja, tanto o petróleo como o **gás natural** são combustíveis fósseis, a exemplo do carvão. Sua origem se dá a partir de matéria orgânica (principalmente algas) soterrada juntamente com sedimentos lacustres ou marinhos.

Os ambientes que impedem a oxidação da matéria orgânica são aqueles de rápida sedimentação (e.g. plataformas rasas) ou de teor de oxigênio restrito (e.g. fundo oceânico). Em ambos os casos o ambiente anaeróbico permite o aprisionamento de matéria orgânica não oxidada. À semelhança dos processos que transformam restos vegetais em carvão mineral, vistos anteriormente, a matéria orgânica vai se

transformando, com a perda dos componentes voláteis e concentração de carbono até sua completa modificação para **hidrocarbonetos**. A grande diferença entre a formação do carvão mineral e dos hidrocarbonetos é a matéria-prima, ou seja, principalmente material lenhoso para o carvão e algas para os hidrocarbonetos, o que é definido justamente pelo ambiente de sedimentação. Normalmente, o petróleo e o gás coexistem, porém, dependendo das condições de pressão e temperatura, haverá maior quantidade de um ou de outro. A Fig. 22.4 mostra as modificações da matéria orgânica em hidrocarboneto com o incremento da profundidade e, conseqüentemente, das condições de pressão e temperatura.

A mais importante **rocha-fonte** de óleo e gás é formada por sedimentos finos, ricos em matéria orgânica, soterrados a uma profundidade mínima de 500m onde a rocha se comprime, diminuindo sua porosidade e, com a alta temperatura, induz os hidrocarbonetos a migrarem para cima, para um ambiente de menor pressão e maior porosidade. Esse movimento é chamado de **migração primária**.

À medida que o hidrocarboneto atinge materiais de maior permeabilidade, ele se move mais livremente, porém, devido ao fato de sua densidade ser inferior à da água, tende a subir para a superfície. Esta migração é chamada de **migração secundária**. Em seu caminho para a superfície, o hidrocarboneto, ao encontrar uma barreira relativamente impermeável, irá

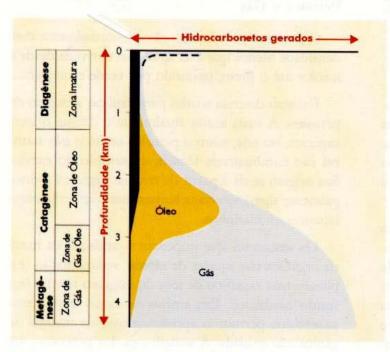



Fig. 22.4 Esquema simplificado da formação de hidrocarbonetos em função da profundidade.

se acumular logo abaixo. Diversos tipos de rocha podem ter esse papel, por exemplo folhelhos, argilitos, sal, etc. Essas rochas são chamadas **rochas capeadoras**. A rocha permeável em que o hidrocarboneto se acumula é chamada **rocha reservatório**.

Caso esse sistema (rocha reservatório mais rocha capeadora) forme uma estrutura que bloqueie o movimento ascendente do hidrocarboneto, este se acumulará, formando, assim, uma estrutura armazenadora de hidrocarboneto. Esse sistema, composto pela rocha reservatório e rocha capeadora, associadas à estrutura, é chamado **armadilha** ou **trapa**. Um aspecto curioso é que as concentrações de hidrocarbonetos apresentam, devido às diferenças de densidades, três níveis de fluidos, sendo que no superior fica o gás, no intermediário o petróleo e no inferior, água.

As armadilhas têm basicamente duas origens distintas: estratigráfica ou estrutural, mas podem ter diversas formas, sendo que alguns exemplos são apresentados na Fig. 22.5.

A "indústria" de hidrocarbonetos

A prospecção de hidrocarbonetos envolve as fases comuns de prospecção mineral, ou seja, o mapeamento geológico e geofísico da área, por meio de levantamentos aéreos e terrestres, o processamento desses dados e sua posterior interpretação. Paralelamente são perfurados alguns poços exploratórios para que os dados de mapeamento sejam correlacionados com a estratigrafia da região. Dos poços exploratórios são extraídos testemunhos, submetidos a análises geoquímicas e paleontológicas que indicarão a possibilidade de existência de hidrocarbonetos na região. A partir do conjunto de dados adquiridos nessa fase, é elaborado um modelo geológico-estratigráfico-estrutural da bacia, que servirá de base para a locação de levantamentos de maior detalhe com vistas à definição de possíveis armadilhas portadoras de hidrocarbonetos. Uma vez identificada uma armadilha em potencial (principalmente por meio de métodos geofísicos), é efetuada uma sondagem mecânica (perfuração) que irá comprovar a existência ou não do hidrocarboneto. Se encontrado, é iniciada a delimitação da reserva, quando diversos furos de sondagem são efetuados visando a definição do volume de hidrocarboneto contido. A fase seguinte é chamada de desenvolvimento, quando é montada a infra-estrutura para a exploração comercial (produção) do hidrocarboneto.

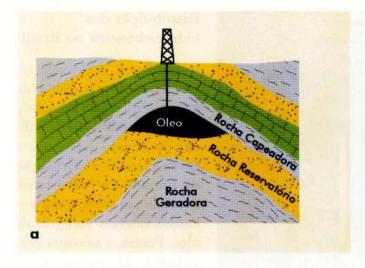
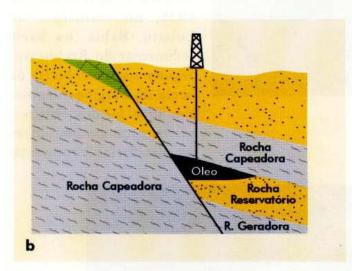



Fig. 22.5 Exemplos de trapas: (a) anticlinal, (b) falha, (c) discordância.

Durante a fase de produção, são efetuadas constantes reavaliações e reestudos que objetivam verificar se as hipóteses adotadas nas fases anteriores estão se confirmando.

Eventualmente, poderão ser necessários estudos mais detalhados para verificar se a recuperação do hidrocarboneto está ocorrendo de acordo com o esperado. Nesta fase utilizam-se levantamentos sísmicos de grande detalhe que geram imagens em três dimensões do reservatório.

Na moderna indústria de hidrocarbonetos, em todas as fases de exploração (ou prospecção) e produção, os diversos profissionais (geólogos, geofísicos, engenheiros, químicos, físicos e matemáticos) trabalham em conjunto, de forma a haver uma perfeita integração dos dados gerados por meio de cada técnica específica. Essa atitude leva a um desenvolvimento de técnicas indiretas de mapeamento e monitoramento, destacando-se, entre elas, a sísmica de reflexão, capaz de gerar imagens de grande fidelidade e correlação com a estratigrafia da área (Fig. 22.6).

Uma vez trazido à superfície, o petróleo é transportado à refinaria para a separação de seus diversos constituintes, produzindo desde os combustíveis de uso consagrado, tais como gasolina, óleo diesel, óleo combustível, querosene, GLP (gás liquefeito de petróleo), até asfalto e outros produtos. Já o gás natural, após um beneficiamento muito simples, é utilizado diretamente como combustível.

Fig. 22.6 Seção sísmica de uma armadilha e sua interpretação sismo-estratigráfica.

Ocorrência dos hidrocarbonetos no mundo

A ocorrência de hidrocarbonetos é variável no espaço e no tempo. Isto se deve ao fato de regiões outrora importantes produtoras terem exaurido suas reservas, ao mesmo tempo que novas reservas são descobertas em outras regiões.

Atualmente, a distribuição conhecida de hidrocarbonetos no mundo é extremamente irregular, ocorrendo uma grande concentração de petróleo no Oriente Médio e de gás na Europa Oriental. A Fig. 22.7 mostra a distribuição das reservas conhecidas de petróleo e gás.

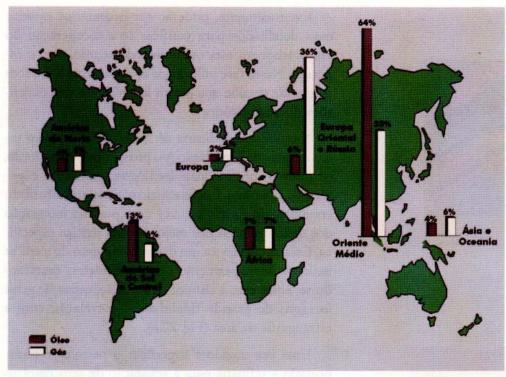



Fig. 22.7 Distribuição de petróleo e gás no mundo.

Distribuição dos hidrocarbonetos no Brasil

No Brasil já existiam referências à existência de petróleo na região do sul do Estado da Bahia desde o final do século XIX; nessa época, durante a construção da Estrada de Ferro Leste Brasileiro, as ferramentas utilizadas ficavam cobertas de óleo. Porém, a primeira descoberta de petróleo de interesse comercial data de 1938, no município de Lobato, Bahia, na bacia sedimentar do Recôncavo. Seguiram-se descobertas na bacia de Sergipe-Alagoas. Em 1968 foi descoberto o primeiro campo petrolífero na plataforma continental

Fig. 22.8 Distribuição das bacias sedimentares brasileiras.

brasileira (Sergipe), seguindo-se, então, diversas descobertas, tanto no continente (Bacia do Espírito Santo, Bacia Potiguar, Bacia do Solimões e mais recentemente na Bacia do Paraná) como na plataforma continental (Potiguar, Campos, Foz do Amazonas, Ceará, Santos e Costa da Bahia) (Fig. 22.8). A Bacia de Campos possui as maiores reservas de petróleo conhecidas no Brasil, destacando-se os campos de Albacora, Marlin e Barracuda, todos em águas profundas (lâmina d'água superior a 800 metros), o que exigiu o desenvolvimento de tecnologia especial para torná-los produtores (Fig. 22.9).

Fig. 22.9 Mapa da Bacia de Campos mostrando os campos petrolíferos em exploração.

Apesar de as Bacias do Recôncavo e de Sergipe-Alagoas terem sido importantes produtoras, atualmente as Bacias de Campos e Potiguar respondem por quase toda a produção de hidrocarbonetos do Brasil.

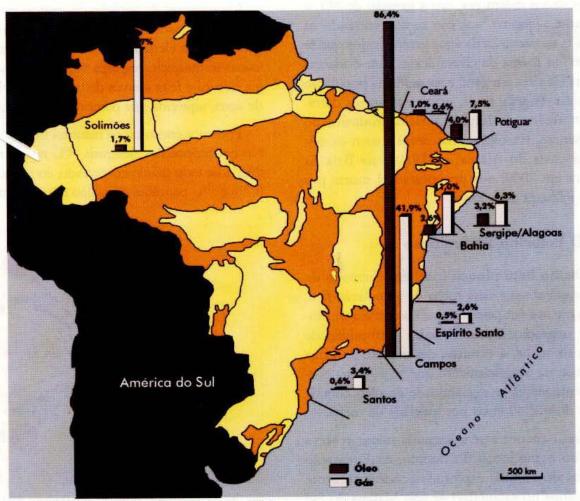



Fig. 22.10 Mapa com a distribuição de petróleo e gás no Brasil.

Impactos ambientais devidos à exploração e consumo de hidrocarbonetos

Como os outros combustíveis fósseis, os hidrocarbonetos devem ser de alguma forma queimados para aproveitar a energia neles armazenada.

Se imaginarmos que uma imensa quantidade de combustível ficou armazenada durante milhões de anos em sub-superfície e depois, em poucas décadas é queimada, é intuitivo imaginar que essa queima irá gerar uma grande quantidade de CO_2 num espaço de tempo relativamente pequeno. Sabe-se que o CO_2 na atmosfera deixa passar os raios solares, mas tende a absorver os raios infra-vermelhos irradiados pela Terra, funcionando como uma camada de "isolante" térmico. Portanto, essa produção de CO_2 anormal, derivada da queima de grande quantidade de combustível, poderá provocar o aquecimento global da Terra, conhecido como **efeito estufa**, acarretando o derretimento das calotas polares e inundação de terrenos litorâneos ou de baixa altitude. É exatamente esse o maior dano ambiental atribuído ao uso de hidrocarbonetos.

Outros danos dizem respeito à geração de SO_x e NO_x durante a queima, que vão se concentrando na atmosfera e, na presença da água geram ácidos que se precipitam em forma de chuva ácida, com evidentes reflexos na biosfera em geral e na saúde da população em particular. Podem, ainda, ocorrer eventuais derramamentos acidentais durante o ciclo produtivo do hidrocarboneto. Exemplos marcantes foram os acidentes na costa do Alasca em 1989 e na Baía da Guanabara em 2000, que provocaram a morte por asfixia de milhares de animais.

22.2.3 O Folhelho Betuminoso

O **folhelho betuminoso** (também chamado de "xisto" betuminoso) é uma rocha de granulação fina, relativamente rica em petróleo que não sofreu os processos de migração. Devido à baixa permeabilidade intrínseca da rocha, a extração desse petróleo exige um processo de beneficiamento que só se torna economicamente viável se a quantidade de óleo contida for maior do que 40 litros por tonelada de rocha.
for maior do que 40 litros por tonelada de rocha.

No Brasil encontra-se a segunda maior reserva de folhelho betuminoso do mundo, na Formação Irati, Bacia do Paraná, explorada economicamente há vários anos no município de São Mateus do Sul (PR), graças a um inovador processo de beneficiamento desenvolvido pela Petrobrás e denominado "Petrosix".

22.3 Energia Nuclear

A **energia nuclear** é gerada pela **fissão** do núcleo do elemento Urânio (^{235}U) por bombardeamento de nêutrons (Fig. 22.11). Esta reação libera três nêutrons e calor. Os nêutrons liberados ativam novas reações que liberam mais nêutrons e mais calor, produzindo uma reação em cadeia. A partir do desenvolvimento de sistemas de controle dessa reação em cadeia, que ocorreu em 1942, foi possível utilizar a energia produzida na reação tanto para fins militares (na 2ª Grande Guerra), como para obtenção de energia termoelétrica. Atualmente estão em operação no mundo todo cerca de 440 usinas nucleares. É uma importante fonte de energia para alguns países, por exemplo na França, onde 75% da energia elétrica é produzida por usinas nucleares. No Brasil a energia nuclear ainda foi pouco explorada, tendo-se somente a Usina de Angra dos Reis em operação.

Os sistemas de geração de energia por fissão nuclear são chamados de reatores, e fazem parte das usinas geradoras de eletricidade, conhecidas também como usinas termonucleares, uma vez que a geração de energia elétrica é feita através de turbinas movidas a vapor de água, aquecida por combustível nuclear.

Podemos encontrar na natureza três isótopos de urânio em proporções desiguais. ^{238}U representa cerca de 99,3% de todo urânio encontrado, enquanto ^{235}U perfaz 0,7% e ^{234}U contribui com algo em torno de 0,005%.

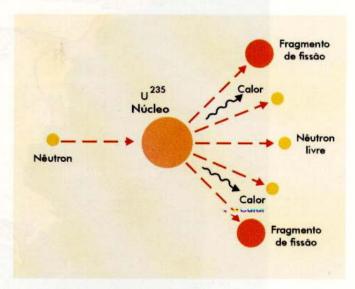



Fig. 22.11 Esquema da fissão nuclear do ^{235}U.

O ^{235}U é o único elemento fissionável que ocorre naturalmente, sendo, portanto, essencial para a produção de energia nuclear. No entanto, para ser utilizado como combustível, o minério deve ser concentrado até atingir um conteúdo de urânio de cerca de 3%, na forma de UO_2 gerando o produto chamado de **urânio enriquecido**. Por outro lado, o ^{238}U, após bombardeado por nêutrons, transforma-se em ^{239}Pu (plutônio), que é fissionável. O urânio enriquecido é colocado dentro de tubos feitos de uma liga metálica de zircônio e estanho (*zircaloy*) ou, eventualmente, de aço inoxidável. Estes tubos são enfeixados formando um arranjo reticulado que varia de tamanho, geometria e quantidade de tubos, dependendo do tipo de **reator**.

Existem basicamente dois tipos de reatores, conhecidos como BWR (*boiling water reactor* – reator de água fervente) e PWR (*pressurized water reactor* – reator de água pressurizada). Em média, os reatores do tipo BWR utilizam arranjo de aproximadamente 60 tubos pesando cerca de 320 kg, dos quais 180 kg são de urânio enriquecido. Já os arranjos para os reatores do tipo PWR pesam cerca de 650 kg, dos quais 460 são de urânio enriquecido, dispostos em 260 tubos. Os reatores BWR têm, em média, 750 arranjos, enquanto os do tipo PWR têm cerca de 150. A vida útil desses arranjos de combustível nuclear varia de 4 a 6 anos, quando então devem ser substituídos.

22.3.1 Como o reator funciona?

O reator nuclear é formado por uma cápsula de contenção que envolve a cápsula do reator, um certo número de arranjos de combustível nuclear, um circuito de tubos que leva água do reator para um gerador de vapor e de volta ao reator por meio de uma bomba, outro circuito de tubos que transporta o vapor de água à turbina geradora e outra bomba que faz o seu retorno para o gerador de vapor para ser reaquecido (Fig. 22.12). A chave do processo é o controle da reação em cadeia gerada pela fissão do ^{235}U, que produz calor. Esse controle é obtido por meio da inserção de varetas metálicas que absorvem nêutrons (feitas de cádmio ou boro), entre os arranjos de combustível, limitando a reação. Adicionalmente, como os arranjos de combustível são mantidos em água circulante, são resfriados, evitando a fusão do núcleo do reator. Se as varetas de controle forem todas inseridas entre os arranjos de combustível, a reação cessa, enquanto sua progressiva retirada gera cada vez mais calor.

Uma reação em cadeia de fissão estável no núcleo é mantida controlando-se o número de nêutrons que causam fissão, bem como a concentração de combustível. Uma concentração mínima de combustível é necessária para assegurar a reação crítica.

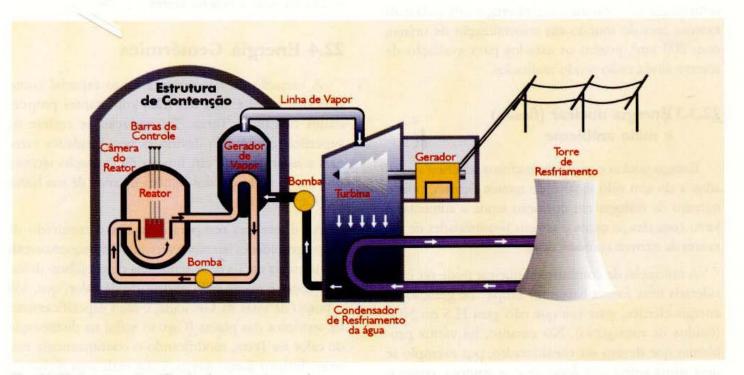



Fig. 22.12 Esquema simplificado de uma usina nuclear.

O núcleo do reator é mantido em uma caixa de aço inoxidável, sendo que, para uma segurança extra, o reator inteiro é guardado em uma construção de concreto.

No Brasil é gerada energia elétrica a partir de usinas nucleares no município de Angra dos Reis (RJ), com reatores do tipo PWR, com água como elemento moderador.

22.3.2 Distribuição do urânio

A concentração média de urânio na crosta terrestre é de cerca de 2 partes por milhão (2 ppm). Para ser considerada jazida, a concentração de urânio deve ser de 400 a 2.500 vezes sua concentração média.

No Brasil já foram estudadas e catalogadas dezenas de milhares de ocorrências de urânio. No entanto, uma ocorrência não leva necessariamente à descoberta de um depósito economicamente explorável. A primeira unidade mineira e de beneficiamento do Brasil iniciou suas atividades em 1982 no município de Caldas (sul de MG), tendo fornecido combustível para as usinas nucleares de Angra dos Reis. Com a exaustão dessa mina, o urânio passará a ser produzido na região sudoeste da Bahia, nos municípios de Lagoa Real e Catité, que apresentam reservas estimadas em 100.000 toneladas de urânio, sem outros minerais associados. No Ceará, município de Itataia, há outra jazida com reserva estimada também em 100.000 toneladas. Recentemente foi noticiada a descoberta, no Pará, da mais extensa área do mundo em mineralização de urânio, com 600 km^2, porém os estudos para avaliação da reserva ainda estão sendo realizados.

22.3.3 Energia nuclear (fissão) e meio ambiente

Energia nuclear e os possíveis efeitos adversos associados a ela têm sido motivo de muitos debates, pois o número de reatores em operação tende a aumentar e junto com eles os riscos e as reais possibilidades de desastres de terríveis conseqüências.

A utilização de combustível nuclear pode ser considerada uma forma bastante "limpa" de geração de energia elétrica, uma vez que não gera H_2S ou NO_x (óxidos de nitrogênio). No entanto, há vários problemas que devem ser considerados, por exemplo se uma usina sofrer um acidente e se romper, como o ocorrido em Chernobyl em 1986, onde erros de operação aliados a mau funcionamento dos sistemas de segurança provocaram o superaquecimento e posterior combustão do núcleo do reator, causando uma explosão liberando gases e partículas radioativas para a atmosfera. A repetição de um acidente desse tipo, contudo, é muito difícil de ocorrer uma vez que aquela usina utilizava tecnologia ultrapassada e fora de uso há muitos anos. Para se ter uma idéia, ocorreram apenas dois acidentes com vazamento de radioatividade em cerca de 50 anos de operação das usinas nucleares, evidenciando os grandes cuidados com a segurança das usinas. Contudo, deve ser lembrado que um único acidente com qualquer das usinas pode atingir grandes proporções, com efeitos ambientais duradouros. No entanto, o maior problema ambiental diz respeito à disposição dos rejeitos radioativos gerados pela usina. Estes rejeitos são compostos de elementos radioativos de meia-vida longa. A grande questão é como dispor e isolar de maneira segura tais rejeitos, para não contaminar os recursos hídricos ou mesmo a atmosfera. Nenhum país usuário de energia nuclear encontrou uma solução definitiva para este problema que se agrava a cada ano à medida que novas unidades entram em operação e os rejeitos são acumulados em depósitos provisórios, sem condições adequadas de segurança a longo prazo, inclusive no Brasil.

Recentemente, atendendo à pressão dos órgãos ambientalistas, a Alemanha resolveu desativar progressivamente suas usinas nucleares.

22.4 Energia Geotérmica

A variação da temperatura tanto espacial como temporalmente é uma das mais importantes propriedades físicas da Terra. Tal variação se reflete na superfície do planeta devido às peculiaridades sazonais e internamente em função da evolução térmica do planeta ao longo dos bilhões de anos de sua história (Caps. 5 e 15).

As diferentes temperaturas são o resultado de heterogeneidades laterais e verticais em pequena escala ou na escala da Terra. A tendência de equilíbrio destas diferenças é regida pelo transporte de calor, que, sob o ponto de vista da Geologia, e mais especificamente da tectônica das placas (Cap. 6) influi na distribuição de calor na Terra, modificando-o continuamente tanto no interior como nas camadas mais superficiais do planeta.

22.4.1 Gradiente geotérmico

O gradiente geotérmico é simplesmente uma expressão da diferença de temperatura entre duas superfícies ou dois pontos na Terra. O gradiente, assim como a temperatura, depende do tempo e de sua posição espacial, e sua dimensão é normalmente dada em °C/km.

Sempre que houver um gradiente térmico entre dois pontos, ocorrerá um processo dinâmico que vise o estabelecimento do equilíbrio diminuindo esse gradiente. Durante esse processo ocorre a transferência de calor do ponto mais quente para o mais frio, segundo a direção do gradiente. Essa transferência de energia é chamada de **fluxo térmico** (Q). O fluxo térmico, por sua vez, depende de uma característica de cada material, chamada de **condutividade térmica.** A unidade normalmente utilizada para dimensionar o fluxo térmico é mW/m^2.

A transferência de calor na Terra é dada, por sua vez, por meio de três mecanismos distintos, descritos a seguir.

22.4.2 Condução

A transferência de calor por condução se dá pela transferência de calor entre moléculas devido ao contato físico entre elas. Portanto a condução depende da estrutura molecular do material. Desta forma, observa-se que os metais são bons condutores de calor, enquanto as rochas em geral são pobres condutores. Dentre estas, as rochas básicas e ultrabásicas apresentam melhor condutividade do que as alcalinas e ácidas.

22.4.3 Convecção

A transferência de calor causada pelo deslocamento de um fluido é chamada de convecção. Trata-se de um processo extremamente mais eficiente do que a condução, predominando na astenosfera, e também no núcleo externo.

22.4.4 Radiação

Todo objeto emite energia na forma de radiação eletromagnética; a emissão na faixa de comprimento de onda entre 10^{-3} e 10^{-6} metros (região do infra-vermelho) é um poderoso mecanismo de transferência de calor. Este processo pode ocorrer mesmo quando a transferência por condução e convecção é impossível, pois independe de contato molecular, e torna-se particularmente eficiente quando a temperatura do material ultrapassa os 1.000°C. É o mecanismo principal de transferência de calor do núcleo interno para as camadas mais periféricas.

22.4.5 Condições térmicas da crosta terrestre

Vários fatores ambientais afetam a temperatura das camadas superiores da crosta terrestre, sendo que três deles merecem ser citados:

a. a temperatura em sub-superfície é alterada por variações de temperatura tanto diárias como anuais ou de longo termo, o que é refletido, por exemplo, pelas glaciações e deglaciações;

b. a distribuição de temperatura é modificada pela morfologia da superfície (por exemplo pela presença de cadeias de montanhas) e estruturas geológicas de regiões adjacentes à crosta (por exemplo pela presença de batólitos);

c. movimentos de água, fluidos hidrotermais e eventos tectônicos que são capazes de movimentar grande quantidade de calor através de convecção ao invés de condução térmica.

Apesar da quantidade de calor irradiado pelo Sol e recebido pela crosta terrestre ser da ordem de 2.500 vezes o irradiado pela Terra, esta energia é dissipada nos primeiros centímetros ou metros da crosta (Fig. 22.13). Portanto, são as fontes de calor internas na Terra que exercem total influência nos eventos tectônicos.

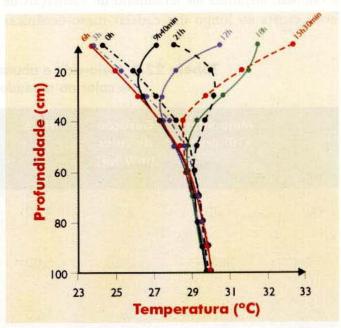



Fig. 22.13 Variação da temperatura do solo a diferentes profundidades, em diferentes horários do dia. Medidas efetuadas no Nordeste do Brasil.

22.4.6 Fontes de calor da Terra

As teorias hoje aceitas para a origem do calor da Terra consideram duas fontes principais, o calor original, gerado por ocasião de sua formação, e o calor gerado pelo decaimento natural de elementos radioativos presentes na composição química da Terra (Capítulos 3, 4 e 5).

A principal fonte de calor da Terra, a partir do Arqueano, tem sido o decaimento isotópico de elementos radioativos de longa vida média (comparável à idade da Terra). Estes elementos são apresentados na Tabela 22.2, com dados de suas abundâncias relativas calculadas a partir do conhecimento de suas meia-vidas. Evidentemente, durante os primeiros estágios do desenvolvimento da Terra, o calor gerado pelo decaimento isotópico de elementos radioativos de meia-vida média e curta contribuiu significativamente no balanço energético.

22.4.7 Comparação entre litosfera continental e oceânica

O fluxo térmico nos continentes é menor do que nos assoalhos oceânicos. Valores médios podem ser considerados 55 ± 5 mW/m^2 para os continentes e 95 ± 10 mW/m^2 para os oceanos. Além da diferença de condutividade térmica entre a crosta continental e oceânica (devido à própria diferença litológica), a diferença em fluxo térmico é também atribuída ao fenômeno de formação de nova crosta ao longo das cadeias meso-oceânicas (Cap.6), onde a surgência de novo material rochoso e a ação hidrotermal nos oceanos com crosta oceânica jovem gera calor convectivo. Portanto, à medida que se afasta das cadeias meso-oceânicas ocorre uma grande diminuição no fluxo térmico.

O fluxo térmico é mais elevado (100 a 200 mW/m^2) em regiões de crosta oceânica mais jovem, decaindo até um valor constante de 50 mW/m^2 para as rochas oceânicas mais antigas (200 milhões de anos), valor este que representa uma estabilidade da crosta oceânica. Por outro lado, o fluxo térmico em regiões continentais que experimentaram algum tipo de magmatismo ou metamorfismo é elevado, decrescendo para um valor constante de 40 a 50 mW/m^2 após 1.000 milhões de anos de tal atividade, e só então atingindo a estabilidade. Uma vez que a concentração de materiais radioativos na litosfera oceânica é tão pequena que chega a ser desprezível, o fluxo térmico aí é função apenas do calor conduzido e do último evento magmático. Já para a litosfera continental, devido à sua maior heterogeneidade, o fluxo térmico advém da crosta inferior, manto superior, elementos radioativos, e também do último evento metamórfico ou magmático.

Apesar das dificuldades para a determinação do valor de fluxo térmico, tanto em escala global como em escala local, áreas geotermicamente anômalas apresentam-se também sismicamente ativas, conforme já foi discutido nos Caps. 5, 6 e 17.

Tabela 22.2 Meia-vida e abundância relativa de isótopos produtores de calor no passado em relação ao presente.

	Meia vida x10^9 anos	Geração de calor (mW/kg)	Hoje	10^9 anos atrás	2x10^9 anos atrás	3x10^9 anos atrás	4,5x10^9 anos atrás
^{40}K	1,30	2,8	1,00	1,70	2,89	4,91	10,90
^{232}Th	14,01	2,6	1,00	1,05	1,11	1,16	1,25
^{235}U	0,704	56	1,00	2,64	6,99	18,50	80,00
^{238}U	4,97	9,6	1,00	1,17	1,36	80,00	2,00

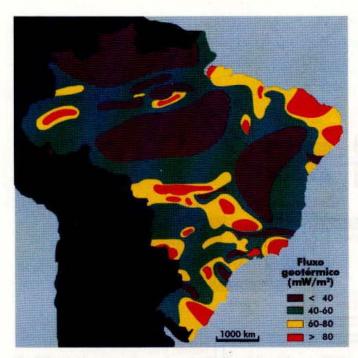



Fig. 22.14 Mapa do fluxo térmico do Brasil (cedido por V. M. Hamza).

No Brasil há uma relativa estabilidade tectônica, porém, a distribuição geotérmica não é regular, como pode ser observado no mapa geotérmico apresentado na Fig. 22.14.

22.4.8 Sistemas de aproveitamento da energia geotérmica

A conversão do calor natural do interior da Terra (**energia geotérmica**) para aquecimento de edifícios e geração de eletricidade resulta da aplicação dos conhecimentos geológicos à engenharia. A idéia de se trabalhar com o calor interno da Terra não é nova. Já em 1904, a energia geotérmica foi aproveitada na Itália usando o vapor seco. No entanto, o interesse pela energia geotérmica aumentou na crise energética da década de 1970, devido à elevação mundial do preço do petróleo. Constitui-se numa fonte energética considerada limpa quando comparada às energias termoelétrica e nuclear, já que o vapor e água geotermal não produzem resíduos e geralmente contêm baixa quantidade de CO_2, um dos gases que pode causar o aquecimento global pelo efeito estufa.

O desenvolvimento comercial de energia geotérmica é possível em regiões com fluxo relativamente alto de calor, ou seja, em áreas onde a fonte de calor, tal como o magma, é relativamente próxima à superfície (3 a 10 km) e está em contato com as águas subterrâneas circulantes. Um exemplo de local apropriado para seu aproveitamento comercial é onde ocorrem *gêisers*, com atividade vulcânica recente, ou outros pontos quentes localizados próximos à superfície, que podem ser detectados utilizando métodos diretos (sondagem) ou indiretos (geofísica) de prospecção.

Dependendo das características geológicas da área geotermicamente anômala, diferentes sistemas de aproveitamento são utilizados. Estes sistemas são chamados de: 1) convecção hidrotermal, 2) sistemas ígneos quentes e 3) sistemas de geopressurização.

Sistema Convectivo Hidrotermal

Este sistema é caracterizado por um leito permeável no qual circula uma quantidade variável de água quente. Os sistemas de convecção hidrotermal compreendem reservatórios naturais de água e vapor em profundidade. Próximo à superfície, onde a pressão é menor, a água flui na forma de vapor superaquecido, que pode ser captado e canalizado diretamente para turbinas para produzir eletricidade (analogamente a uma termoelétrica) (Fig. 22.15). Nesse sistema a recarga de água subterrânea lenta permite que as rochas quentes convertam a água em vapor.

Sistema Ígneo Quente

Este sistema pode envolver a presença de magma a temperaturas de 650 a 1.200°C, dependendo do tipo de magma. Mesmo se a massa ígnea não estiver fundida, ela pode envolver uma grande quantidade de rochas quentes. Estes sistemas contêm mais calor armazenado por unidade de volume que qualquer outro sistema geotermal; entretanto, neles falta a água quente de circulação que existe no sistema de convecção.

Alguns desses reservatórios geotérmicos com rochas quentes e secas, por serem subsuperficiais, são acessíveis para perfuração, podendo mesmo ser fraturadas com explosivos ou técnicas de hidrofraturamento. Assim, a água pode ser injetada, a partir da superfície, dentro da rocha em um local e bombeada com temperaturas elevadas em outro local, recuperando-se o calor. O vapor d'água assim produzido é utilizado na geração de energia elétrica, analogamente ao sistema convectivo hidrotermal (Fig. 22.16). Apesar de ser um sistema tecnicamente aplicável para profundidades até 10 km, a tecnologia de perfuração e aproveitamento do calor ainda não está desenvolvida.

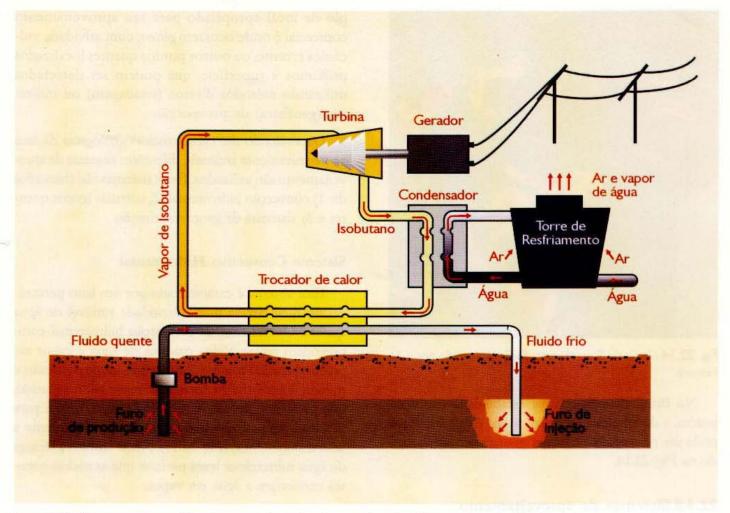



Fig. 22.15 Diagrama esquemático do aproveitamento de energia pelo sistema convectivo hidrotermal.

Sistema Geopressurizado

Este sistema ocorre naturalmente quando o fluxo normal de calor da Terra é impedido por rochas impermeáveis que atuam como um eficiente isolante térmico. Tal situação pode ocorrer em sedimentos depositados rapidamente em bacias que estão passando por subsidência regional. A água assim aprisionada ganha considerável pressão e conseqüente temperatura. Adicionalmente, a água aprisionada pode conter grande quantidade de gás metano, que também pode ser explorado.

22.4.9 Utilizações de energia geotérmica

A utilização da energia geotérmica para fins elétricos foi efetuada pela primeira vez no início do século XX na Itália, na região da Toscana. O aproveitamento de campos geotermais de regiões vulcânicas recentes encontra-se em franca expansão. Vapores geotermais são empregados em usinas de produção de eletricidade em regiões da Europa, Nova Zelândia, Japão, Islândia, América Central, América do Norte e América do Sul. Na ilha do Havaí, por exemplo, na primeira perfuração (1.970m) realizada nas proximidades do vulcão Kilauea foi obtido vapor geotermal com temperatura de 350°C. A realização de outros poços na área permitiu a instalação de uma usina de energia de 25 MW responsável pela produção de um parte significativa da eletricidade da ilha.

O maior campo de exploração de energia geotérmica localiza-se na costa da Califórnia (EUA). São cerca de 600 perfurações que produzem vapor a 240°C extraído de um reservatório de arenito argiloso muito fraturado. A produção atual alcança 1.200 MW de energia, suficiente para abastecer uma cidade com cerca de 1.000.000 de pessoas. A energia geotérmica é considerada uma fonte inesgotável de energia na escala humana de tempo, uma vez que a recarga de água meteórica que penetra além dos limites externos da cobertura rochosa imper-

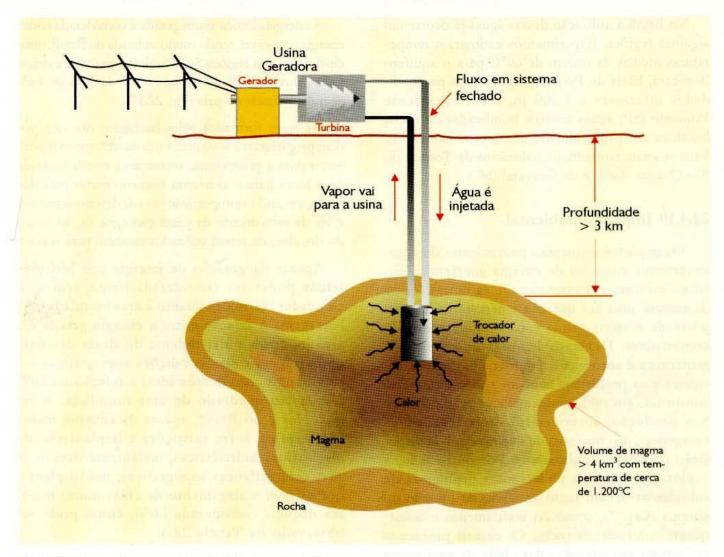



Fig. 22.16 Aproveitamento energético de um sistema ígneo quente.

meável é contínua. Entretanto, na usina da Califórnia a extração rápida de enormes quantidades de vapor tem causado uma diminuição na pressão com conseqüente redução na produção de energia no campo geotérmico. Novas técnicas de injeção de água e taxas menores de produção de vapor deverão ainda prolongar a vida útil deste campo por várias décadas. Os aqüíferos com baixo conteúdo de calor (baixa entalpia) podem também ser úteis para substituir fontes de energia mais caras em determinadas situações, uma vez que as tecnologias modernas de isolamento térmico permitem o transporte desses fluidos a distâncias superiores a 10 km sem grandes perdas de calor. Águas com temperaturas inferiores a 100°C podem ser empregadas, por exemplo, em habitações e estufas, nas indústrias de lã e de refrigeração, nos processos de dessalinização de água do mar e na criação de animais.

Aplicações não elétricas dos fluidos geotérmicos a baixa entalpia já existem em muitos países do mundo. Por exemplo, na região de Paris, vários milhares de habitações são aquecidas por águas com temperaturas entre 60 e 73°C, provenientes de profundidades em torno de 1.800 m. Na Islândia os *gêisers* e fontes quentes que nascem em meio aos derrames de lava constituem parte da vida diária. Em Reykjavik, a capital, a maioria das habitações é aquecida e servida por águas com temperaturas até 100°C, cujas fontes termais são basaltos muito porosos. Essas águas quentes são utilizadas por lavanderias e também para irrigar a terra, possibilitando o cultivo de plantações próximas ao círculo ártico. As águas termais das ilhas vulcânicas do Japão são de longa data uma fonte de lazer, a exemplo dos tradicionais banhos comunitários até hoje praticados, bem como em hospitais nos programas de reabilitação de pacientes com artrose e reumatismo.

No Brasil a utilização dessas águas já ocorre em algumas regiões. Experimentos estimaram temperaturas médias da ordem de 60°C para o aqüífero Botucatu, bacia do Paraná (Cap. 7) para profundidades inferiores a 2.500 m, e em Presidente Prudente (SP) águas termais bombeadas da rocha basáltica em profundidade abastecem balneários. Famosos são, também, os balneários de Termas do Rio Quente (GO) e de Gravataí (SC).

22.4.10 Impacto ambiental

Os impactos ambientais provenientes do aproveitamento intensivo de energia geotérmica são talvez menores em extensão que as outras fontes de energia, uma vez que não é necessário o transporte de matéria-prima ou beneficiamento do combustível. Devemos lembrar que a energia geotérmica é aproveitada em locais bastante particulares e os problemas também serão localizados, consistindo em ruído ambiental e geração de gases. Sua produção, ao contrário de outras fontes energéticas, não necessita de queima nem da disposição de rejeitos radioativos. Por outro lado, a exploração contínua pode causar problemas de subsidência devido tanto ao alívio de pressão do sistema (Cap. 7), como do resfriamento e conseqüente contração da rocha. Os demais problemas ambientais são advindos das obras de engenharia civil necessárias para a implantação da usina.

22.5 Hidreletricidade

Barragens já eram construídas na antigüidade para regularizar o suprimento de água das cidades, para irrigação das lavouras e para o controle de inundações. Com o desenvolvimento do uso de energia elétrica no final do século XIX, as barragens passaram a ser utilizadas também para geração de energia elétrica, aproveitando o gradiente hidráulico dos rios, promovendo um fluxo de água contínuo, que é utilizado para mover turbinas e geradores de energia elétrica. A seleção dos locais para a implantação de barragens leva em consideração a largura do rio e a topografia no entorno para maior aproveitamento do gradiente do rio e para evitar a inundação de uma área muito extensa, já que esta área será inutilizada para outro aproveitamento econômico.

A energia elétrica assim gerada é considerada como energia renovável, sendo muito utilizada no Brasil, principalmente nas regiões Sul e Sudeste, graças à extensa malha fluvial, responsável por cerca de 30% de toda energia utilizada no país (Fig. 22.17).

Os lagos formados pelas barragens dos rios podem propiciar o desenvolvimento da navegação fluvial, servir para a piscicultura, recreação e como fonte de água tanto para o consumo humano como para irrigação, tornando-se importante fator de desenvolvimento e via de escoamento da produção agrícola, ao longo do rio, além de serem utilizados também para o lazer.

Apesar da geração de energia por **hidrelétricas** poder ser considerada limpa, têm sido colocadas restrições quanto à área inundada pela barragem. A relação entre a energia gerada e a área inundada é dependente da altura de crista da barragem e das condições topográficas locais, sendo considerada ideal a relação de 10W por metro quadrado de área inundada. A região Norte do Brasil, apesar da enorme malha hidrográfica, sofre restrições à implantação de mais usinas hidrelétricas, justamente devido às suas características topográficas, muito planas, que exigem o alagamento de áreas muito maiores daquela considerada ideal, como pode ser observado na Tabela 22.3.

Tabela 22.3 Comprometimento ambiental de algumas usinas hidrelétricas brasileiras

Usina	Produção/Área inundada (W/m^2)
Xingó (SE/AL)	58,8
Segredo (SC)	15,3
Itaipu (PR)	9,4
Itaparica (PE)	1,8
Tucuruí (PA)	1,4
Porto Primavera (SP/MS)	0,85
Serra da Mesa (GO)	0,67
Balbina (AM)	0,11
Ideal	10

Fig. 22.17 Usina de aproveitamento múltiplo Três Irmãos (Pereira Barreto, SP). Foto: CESP.

Diversos fatores contribuem para aumentar as restrições à implantação de barragens. Entre eles pode-se destacar a necessidade de desmatar a área do lago, a possibilidade de ocorrer salinização da água do reservatório devido ao aumento da evaporação, a eventual necessidade de deslocar cidades, povoados ou populações indígenas e a também eventual inundação de atrações turísticas (a exemplo do que ocorreu com Sete Quedas (no rio Paraná). Pode também ocorrer assoreamento nos reservatórios das barragens, o que levaria a uma diminuição significativa de sua capacidade de geração de energia e mesmo de sua vida útil. Este fator se torna mais relevante pois, normalmente, a implantação de uma barragem gera desenvolvimento populacional nas margens do lago e o conseqüente incremento na taxa de urbanização que, se não seguir um planejamento adequado, pode contribuir ainda mais para o assoreamento dos lagos. Outro questionamento diz respeito à destinação que será dada às barragens quando do término de sua vida útil.

22.6 Outras Fontes de Energia

Além das fontes de energia já apresentadas, outras fontes são utilizadas em pequena escala. Entre elas estão a energia eólica, produzida pelos ventos e a energia solar. Estas fontes de energia apresentam grande vantagem sobre os combustíveis fósseis, uma vez que são renováveis. No entanto, o seu uso depende de aspectos econômicos, tendo se mostrado viáveis para a geração de energia elétrica em regiões que não são assistidas pela rede de distribuição de outras fontes de energia.

22.6.1 Energia eólica

A **energia eólica** é produzida pela movimentação de hélices pela ação do vento. A energia gerada pode ser utilizada diretamente para bombear água ou mover moinhos, ou ainda para gerar energia elétrica. O uso para bombear água é bastante antigo e conhecido, porém, a geração de energia elétrica só se tornou

Fig. 22.18 Usina eólica da Taíba, CE, que produz 5 MW, é a primeira a ser implantada sobre dunas. Foto: Wobben Windpower.

economicamente viável após o desenvolvimento de rotores e geradores de alta eficiência. Hoje este tipo de energia é aproveitado em várias partes do mundo que apresentam incidência constante de ventos, inclusive no Brasil, que dispõe de usinas em operação no Ceará (Fig. 22.18) e Paraná, além de várias áreas potencialmente favoráveis, uma vez que o custo de energia eólica gerada torna-se competitivo à medida que as melhores possibilidades de aproveitamento hidrelétrico forem se esgotando. É importante ressaltar que, por se tratar de uma fonte limpa de energia e a área ocupada poder ser usada simultaneamente tanto pela agricultura como pela pecuária, sua utilização tem crescido sensivelmente. Em 1990 a capacidade de geração instalada no mundo era da ordem de 2 MW, saltou para 10,2 MW

22.1 Proálcool

Com a primeira crise do petróleo ocorrida no final de 1973, diversos países incentivaram pesquisas para o desenvolvimento de energias alternativas. Dentro de tal cenário, o Brasil criou o que, sem dúvida, tem sido a maior experiência mundial na produção e utilização de energia provinda de combustíveis derivados da biomassa no mundo.

Trata-se de um programa, criado em 1975, cujo objetivo central era substituir parte das importações de petróleo, que comprometiam pesadamente a balança comercial do Brasil, devido ao seu repentino aumento de preços.

Esse programa visava a utilização de álcool (etanol) produzido a partir da cana-de-açúcar em substituição aos combustíveis derivados do petróleo, principalmente a gasolina. Para isso, deveu-se criar uma infra-estrutura de plantio, destilação e distribuição que atendesse a tal objetivo. Paralelamente, o programa exigia, por parte dos fabricantes de veículos automotores, um esforço de desenvolvimento tecnológico na adaptação dos motores movidos a gasolina.

A implantação do programa se daria paulatinamente, primeiramente com a adição de um percentual crescente (até 25%) de álcool à gasolina para, posteriormente, implantarem-se veículos movidos exclusivamente a álcool.

O Proálcool foi sendo implantado com sucesso, apesar da sua inerente complexidade, devido à extensão territorial e a conjunturas políticas internas, sendo que em 1985 cerca de 96% dos automóveis novos eram movidos exclusivamente a álcool.

Apesar do êxito alcançado, a partir de 1986, com o decréscimo dos preços internacionais do petróleo, e paralelo aumento dos preços do açúcar, o álcool combustível perdeu sua competitividade, provocando uma crise no abastecimento interno. Tais fatores levaram a um relativo descrédito popular ao programa, decrescendo sensivelmente a produção de novos veículos movidos a álcool. No entanto, o programa possibilitou expressivo desenvolvimento tecnológico tanto na área de refino como na biotecnologia e cultura da cana-de-açúcar.

Fica evidente que o futuro do Proálcool depende das oscilações do preço do petróleo. No entanto, o fator positivo é a disponibilidade de um programa bem-sucedido, com tecnologia própria, que, além de utilizar uma fonte de energia renovável e menos poluente, quando comparada à energia produzida a partir de combustíveis fósseis, é um fator importante na geração de empregos e desenvolvimento nas áreas rurais.

no final de 1998, sendo a Europa responsável por mais de 60% dessa produção. Na Europa, estima-se que a partir de 2020 cerca de 10% de toda energia elétrica gerada será de origem eólica.

22.6.2.Energia solar

A **energia solar** é aquela aproveitada da incidência de raios solares na superfície terrestre. Pode ser utilizada de forma passiva simplesmente para o aquecimento de água ou mesmo de ambientes, sendo que, nos últimos anos, cada vez mais unidades coletoras de calor podem ser vistas sobre os telhados nas cidades brasileiras. A energia solar pode também ser aproveitada por meio de **células fotovoltaicas**, que geram uma corrente elétrica capaz de carregar baterias. O custo relativamente elevado dessas células tem caído sensivelmente nos últimos anos, possibilitando sua utilização em áreas que não dispõem de outras formas de energia, a preços que, a longo prazo, tornam-se compensatórios, visto não necessitarem de extensas redes de distribuição. Levando em conta o retorno social que o acesso à energia elétrica propicia, o uso de células fotovoltaicas pode passar a ser um importante meio de promoção social, principalmente para as regiões mais distantes dos centros urbanos.

22.2 Fusão Nuclear

Em contraste com a **fissão nuclear**, que envolve a quebra de átomos pesados como o urânio, a fusão nuclear envolve a combinação de elementos leves como o hidrogênio para a formação de hélio, a exemplo do que ocorre no sol e outras estrelas. A Fig. 22.19 esquematiza a reação provocada na fusão, com a respectiva liberação de energia.

Em um hipotético reator de fusão, dois isótopos de hidrogênio (átomos com diferentes massas devido a diferentes números de nêutrons presentes no núcleo), deutério (D) e trítio (T), são injetados na câmara do reator onde são mantidas as condições necessárias para a fusão (temperatura, tempo, densidade).

Como produto da fusão D-T, 20% da energia liberada é utilizada na formação de hélio, enquanto os outros 80% de energia são liberados em nêutrons.

Para a ocorrência desta fusão, no entanto, é necessária a criação de um ambiente com condições favoráveis: 1) temperatura extremamente elevada (aproximadamente 100 milhões de graus Celsius), 2) elevada pressão de confinamento, criando um plasma, e 3) confinamento do plasma durante um certo tempo de modo a assegurar que a energia liberada pela fusão exceda a energia necessária para manter o material em estado de plasma.

A partir desse sistema, um grama de combustível D-T (de um suprimento combustível de água e lítio) tem a energia equivalente a 45 barris de óleo, sendo que o Deutério pode ser extraído economicamente da água dos oceanos, enquanto o Trítio pode ser produzido em uma reação com lítio em um reator de fusão.

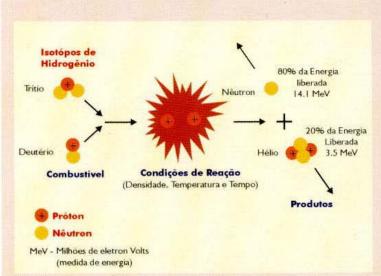



Fig. 22.19 - Esquema da reação de fusão nuclear.

No entanto, para que a fusão nuclear se torne comercialmente viável, as tecnologias de geração de altíssimas temperaturas e pressões necessárias para sua ocorrência devem ser desenvolvidas.

A energia gerada a partir da fusão teria aplicações diversas, tais como a geração de energia elétrica e produção de combustíveis sintéticos

Do ponto de vista ambiental, a fusão nuclear se mostra atraente quando comparada com os combustíveis fósseis ou com a fissão nuclear, pois gera uma quantidade mínima de resíduos além da possibilidade de instalação de usinas próximas às regiões de maior consumo de energia.

22.3 E o Futuro?

Como foi visto neste capítulo, cada uma das alternativas de produção de energia apresenta algum tipo de impacto ao meio ambiente, que não tem sido contabilizado no seu custo. Os combustíveis fósseis apresentam problemas com respeito ao efeito estufa, a alternativa nuclear com a disposição final dos rejeitos radioativos e as barragens com a área inundada e a alteração do regime dos rios. As demais alternativas têm uma aplicação muito localizada. As questões inevitáveis são: 1) haverá energia suficiente para suprir uma população crescente? 2) até quando o planeta suportará a degradação ambiental causada pelas fontes de energia em uso atualmente? Os especialistas que se ocupam em avaliar o comportamento do mercado internacional e o futuro dos recursos energéticos não acreditam que possa haver uma crise energética a curto prazo. Estimam que há reservas de petróleo para mais um século de consumo, além da possibilidade de se implantarem muitas novas usinas nucleares. Paralelamente, o decréscimo de custo das unidades eólicas e fotovoltaicas tem levado a um incremento no uso destas alternativas. Prevêem, também, que em tempo muito menor (talvez 50 anos) já se tenha desenvolvido um recurso energético que substitua o petróleo e que não cause tantos problemas ambientais. Estas suposições explicam, em parte, a relativa estabilidade dos preços dos combustíveis fósseis.

Leituras recomendadas

BUNTERBARTH, G. *Geothermics – an Introduction.* Springer-Verlag, 1984.

DEMETRIO, J. G. A. *Perfis de temperatura na locação de poços tubulares no cristalino do nordeste brasileiro.* São Paulo: Instituto de Geociências - USP, 1998 (tese).

KELLER, E. A. *Environmental Geology.* New York: Macmillan. 1996.

PRESS, F. & SIEVER, R. *Understanding Earth.* 2nd ed. New York: W. H. Freeman, 1998.

RAHN, P.H. *Engineering Geology – an Environmental Approach.* New York: Elsevier, 1986.

SKINNER, B.J. & PORTER, S. C. *The Dynamic Earth: an Introduction to Physical Geology.* New York: John Wiley & Sons, 1995.

23

A TERRA: PASSADO, PRESENTE E FUTURO

Thomas R. Fairchild

Nos capítulos precedentes, foram abordados os principais processos que constituíram e modificaram a Terra – plutonismo, vulcanismo, tectonismo, metamorfismo, intemperismo, erosão, transporte, deposição e litificação, entre outros. Desde que a Terra se diferenciou em litosfera, hidrosfera e atmosfera há mais de 4 bilhões de anos, esses processos ditaram a evolução geológica e biológica. Por causa disso, costumamos dizer que o "presente é a chave do passado" e com isto podemos vislumbrar o vasto registro geológico de eventos passados. No entanto, como vimos no Cap. 15, diversas observações indicam que o presente é muito diferente do passado, ainda que os processos geológicos atuais e do passado obedeçam às mesmas leis físicas e químicas. Por exemplo, estudos de planetologia comparada (Cap. 1) não deixam dúvidas de que nossa atmosfera era originalmente muito parecida com as atmosferas de Vênus e Marte (Tabela 23.1), apesar de hoje ser completamente diferente.

Evidências geológicas de todo tipo comprovam que a geografia atual dos continentes representa apenas o mais recente arranjo entre crosta continental, crosta oceânica e nível do mar num planeta dinâmico. Da mesma maneira, sabemos que o clima global já variou muito ao longo do tempo. Isto é exemplificado, pelas numerosas oscilações entre períodos glaciais e interglaciais nos últimos três milhões de anos. Similarmente, a biosfera, em constante mudança e interação com a atmosfera, hidrosfera e litosfera desde que surgiu, transformou nosso planeta, diferenciando-o de todos os outros do Sistema Solar.

O paleontólogo sueco Stefan Bengtson apresenta uma visão interessante sobre esse tema. Para ele, o presente está mais para o "buraco da fechadura do passado" do que para a "chave", ou seja, o presente não abre a porta do passado, deixando-a escancarada para nossa inspeção fácil e completa da história geológica de nosso planeta. Muito pelo contrário, a visão do passado que o presente nos propicia, embora razoável, é algo limitada. A lição que Bengston nos ensina é que devemos atentar para a possibilidade de nos defrontarmos, em nossa análise do passado, com situações e fenômenos estranhos à nossa experiência e ao mundo atual.

Se o presente nos permite desvendar pelo menos parte do passado, então é igualmente verdadeiro que a análise deste passado pode nos ajudar a entender o presente e vislumbrar o futuro geológico. Trata-se de uma percepção nada trivial, especialmente no que diz respeito à ocorrência de desastres naturais (terremotos, enchentes, vulcanismo etc.) ou catástrofes induzidas pela humanidade (diminuição da biodiversidade, mudanças no nível do mar, alterações climáticas etc.). Assim, devido à visão abrangente de nosso planeta, o geólogo desempenha um papel fundamental não apenas na identificação e prevenção de riscos geológicos, como deverá ter uma atuação cada vez mais importante na resolução de grandes problemas que a humanidade enfrentará nas próximas décadas: suprimento de água potável, uso racional e degradação de solos, fornecimento de energia, exploração de recursos minerais tradicionais e alternativos e planejamento (e reorganização) urbano. Neste capítulo, identificaremos algumas das linhas-mestre da história geológica da Terra para que o leitor possa se situar, historicamente, no presente e avaliar, criticamente, o que poderá ocorrer no futuro próximo. Afinal, como saber para onde vamos sem conhecer de onde viemos?

Tabela 23.1 Comparação das atmosferas de Marte, Vênus e Terra

Atributo	Planeta			
	Vênus	Marte	Terra sem vida	Terra atual
Dióxido de carbono	96,5%	95%	98%	0,03%
Nitrogênio	3,5%	2,7%	1,9%	79%
Oxigênio	traços	0,13%	0,0	21%
Argônio	70 ppm	1,6%	0,1%	1%
Metano	0,0	0,0	0,0	1,7 ppm
Temperatura da superfície (°C)	459	-53	240 a 340	13
Pressão atmosférica total, em bares	90	0,0064	60	1

◄ Formação ferrífera bandada (Quadrilátero Ferrífero, MG), testemunho da oxidação dos materiais geológicos na superfície, quando da liberação de grande quantidade de oxigênio pela biosfera. Foto: T. R. Fairchild.

23.1 O Ritmo e Pulso da Terra

Antes de discutir processos e fenômenos específicos, faremos algumas considerações sobre a superposição dos ciclos, tendências seculares e eventos singulares na história de nosso planeta – resultado do ritmo e pulso da Terra. Mesmo reconhecendo a utilidade do conceito do atualismo (Cap. 15), sabemos pelos registros geológico e fossilífero que o passado nunca foi igual ao presente. Mesmo com mais de seis mil anos de história da civilização documentada por escrito, é fato que o ser humano, desde que se socializou, ainda não experimentou toda a variedade e magnitude dos fenômenos geológicos mais comuns da Terra. Por exemplo, nem em tempos históricos nem nas lendas indígenas, há registros de ocorrência de grandes terremotos no Sudeste do Brasil. Contudo, nos últimos 10.000 anos, no vale de Taubaté, próximo a São José dos Campos (SP) o regolito sofreu falhamento com deslocamento vertical de 6 m certamente acompanhado de fortes tremores, deslizamentos e destruição em toda a região (Fig. 23.1).

Pode-se pensar ainda nas muitas vezes em que o mundo foi palco de inundações, secas ou furacões tidos como únicos na memória do povo local ou nos registros históricos das regiões afetadas. Embora esses eventos nos pareçam muito raros no contexto de nossas vidas, são muito comuns, até corriqueiros, na história geológica. Muito mais do que tempestades, estiagens e vendavais, que comumente modelam a paisagem da Terra, esses eventos modificam as linhas de costa e deixam marcas no registro sedimentar através da sua repentina e tremenda capacidade para erosão, transporte e deposição (Fig. 23.2).

Segundo especialistas, cada segmento da costa norte do Golfo do México é atingido por um furacão pelo menos uma vez por século. Embora pouco freqüentes em termos humanos, em um milhão de anos (um período de tempo curto da história da Terra) seriam 10.000 vezes!

A saga humana registrada nas lendas, escrituras antigas e literatura científica dos últimos dois séculos, fornece-nos um quadro geral da freqüência, duração e magnitude dos eventos da dinâmica externa e interna da Terra. Muitos dos relatos dos terríveis flagelos bíblicos encontram fundamento científico na instabilidade tectônica do Oriente Médio. A destruição das cidades de Sodoma e Gomorra pode ser explicada, por exemplo, por atividades sísmicas e vulcânicas na zona de falha do Mar Morto (limite entre as placas africana e asiática), onde essas duas cidades se localizam. Estórias deste tipo, interpretadas cientificamente, juntamente com inferências obtidas da própria análise do registro geológico, permitem-nos compreender melhor a dinâmica da Terra em termos da freqüência e duração de suas manifestações, como mostram as Tabelas 23.2, 23.3 e 23.4.

Fig. 23.1 Deslocamentos tectônicos normais, ocorridos nos últimos 10.000 anos nas proximidades de Taubaté (SP), isolaram este bloco trapezoidal (*horst*) de sedimentos terciários no meio do regolito homogêneo. Foto: C. Riccomini.

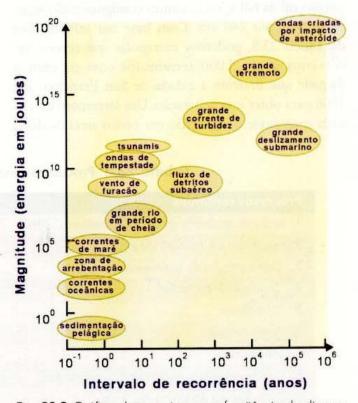



Fig. 23.2 Gráfico de energia versus freqüência de diversos processos importantes da dinâmica externa. Quanto mais energético o processo, maior a chance de deixar sua marca no registro sedimentar.

Tabela 23.2 Freqüência de eventos recorrentes na dinâmica da Terra

Período de recorrência	Evento ou processo
1. ≤1 ano	Deposição de *varves* Furacões e seus efeitos erosivos e deposicionais
2. 10 a 100 anos	Tempestades e inundações excepcionais Correntes de turbidez normais Erupções vulcânicas cataclísmicas
3. 10^2 a 10^4 anos	Oscilações climáticas Correntes de turbidez gigantescas
4. 10^3 a 10^5 anos	Oscilações climáticas maiores Alterações no sistema de correntes oceânicas profundas
5. 10^5 a 10^7 anos	Inversões dos pólos magnéticos Mudanças críticas no movimento e reorganização de placas litosféricas Principais ciclos de mudança do nível do mar (dezenas a centenas de metros)
6. 10^6 a 10^8 anos	Impactos de bólidos (meteoritos, cometas, asteróides) maiores que 100 m de diâmetro Ciclo de Wilson Ciclo de Supercontinente

Podemos ter uma idéia da magnitude de eventos geológicos pelos resultados impressionantes de um terremoto (Tabela 23.5). A falha mais estudada da Terra, a falha transcorrente de San Andreas, estende-se por mais de 1.200 km na Califórnia (EUA) e apresenta 560 km de deslocamento cumulativo desde que surgiu, há 15-20 milhões de anos (Fig. 23.3). Na porção sul da falha, rochas antes contíguas estão separadas hoje por 240 km. Com base nas informações da Tabela 23.5, podemos extrapolar que seriam necessários quase 5.000 terremotos com os efeitos daquele que destruiu a cidade de San Francisco em 1906 para obter essa separação. Um terremoto de elevada magnitude é registrado em certos trechos dessa falha, em média, a cada 140 anos. Com base nesta freqüência, o tempo mínimo para obter os 240 km de afastamento seria de apenas 700.000 anos, meros três ou quatro por cento da idade da falha. Podemos concluir, portanto, que os terremotos maiores foram menos freqüentes do que se imaginava e que foram as centenas de milhares de abalos menores que possibilitaram a maior parte da separação lateral ao longo da falha de San Andreas.

Por outro lado, ocorrem movimentos que, embora geologicamente bruscos, passam desapercebidos porque sua ação é contínua e relativamente pouco notada durante a vida de uma pessoa. São os movi-

Tabela 23.3 Processos dinâmicos contínuos e descontínuos

Processos contínuos	Processos descontínuos
1. Evolução biológica gradual (gradualismo filético)	1. Evolução biológica em saltos (equilíbrio pontuado)
2. Erosão de um rio meandrante	2. Inundações torrenciais
3. Compactação de sedimentos	3. Colapso interno de sedimentos
4. Crescimento de recifes	4. Remodelamento da faixa litoral durante tempestades
5. Subsidência	5. Escorregamentos
6. Soerguimento	6. Terremotos
7. Diapirismo	7. Falhamentos
8. Deposição pelágica (em oceanos profundos)	8. Deposição de turbiditos
9. Fluxo térmico do interior da Terra	9. Intrusões
10. Formação de assoalho oceânico	10. Colisão entre continentes
11. Geração do campo magnético terrestre	11. Inversões dos pólos magnéticos
12. Fluxo de raios cósmicos	12. Impacto de meteorito

Tabela 23.4 Duração de eventos importantes na história da Terra

Evento	Duração	Resultado
1. Impacto de meteorito	segundos	Cratera, onda de choque, devastação local a global
2. Mudanças na velocidade	segundos	Deposição de uma lâmina de sedimento de correntes de água
3. Tempestades (inclusive furacões), correntes de turbidez e gravitacionais, tsunamis	minutos, horas ou dias, dependendo da magnitude do evento	Deposição de uma camada (p. ex., tempestito, turbidito, tsunamito), com espessura e extensão de acordo com a magnitude do evento
4. Erupções vulcânicas	horas, dias	Derrame de lava ou deposição de uma camada piroclástica
5. Inundações	semanas	Deposição de camadas típicas (inunditos)
6. Mudanças climáticas sazonais	meses, ano	Formação de um varve (varvitos); anéis de crescimento em árvores
7. Mudanças climáticas regionais	10^2-10^3 anos	"Assinatura cíclica" em sedimentos pelágicos
8. Alterações em processos no núcleo da Terra	10^3-10^5 anos	Geração de anomalias magnéticas lineares no assoalho oceânico
9. Mudanças na velocidade de formação e separação de assoalho oceânico	10^3-10^5 anos	Elevação ou abatimento do nível do mar (dezenas até uma centena de metros)
10. Mudanças no regime climático global	10^5-10^6 anos	Extinções, inovações evolutivas, mudanças sedimentológicas e faciológicas

Tabela 23.5 Magnitude de movimentos geológicos bruscos – deslocamentos provocados por terremotos históricos

Ano	Local	Deslocamento vertical provocado por grandes terremotos
1899	Baía de Yakutat, Alasca	15 m (maior movimento vertical documentado)
1960	Chile	Continente desceu 2 m, plataforma continental subiu 1-3 m; ilha Mocha subiu 2,5 m
1964	Anchorage, Alasca	Uma ilha subiu 10 m; continente registrou movimento vertical de até 8 m
Ano	**Local**	**Deslocamento horizontal provocado por grandes terremotos**
1906	San Francisco, Califórnia	7 m
1940	Vale Imperial, Califórnia	5,5 m
1964	Anchorage, Alasca	8 m (maior movimento horizontal documentado)
1980	Al Asnam, Argélia	6,5 m em falha com traço de 30 km de comprimento

mentos verticais glácio-isostáticos da crosta (Cap. 11) que ocorrem em várias regiões do hemisfério norte, conseqüentes do derretimento recente das espessas coberturas pleistocênicas de gelo. Foram registrados soerguimentos com taxas anuais milimétricas a decimétricas. Na Escandinávia o soerguimento total nos últimos 10.000 anos alcançou cerca de 250 m. Para compensar esta forte elevação, as regiões adjacentes da Rússia e Holanda apresentam taxas de subsidência também altas (Tabela 23.6). A cidade de Amsterdã registrou 20 cm de subsidência em apenas 40 anos. Não é à toa, portanto, que os holandeses chamam sua pátria de "Países Baixos" (*Nederland*).

Fig. 23.3 Falha de San Andreas, Planície de Carrizo, Califórnia (EUA). Foto: David Parker/SPL/Stock Photos.

Surpreendentemente, entre os movimentos verticais da Terra, é o soerguimento que costuma ser mais rápido do que a subsidência. Fluxo térmico, espessura da crosta e isostasia (Caps. 3, 4, 5) comumente superam a força gravitacional nesses movimentos, sendo mais rápido o soerguimento das regiões de maior fluxo térmico do que o abatimento das regiões tidas como estáveis (de fluxo térmico baixo). Mesmo assim, as taxas de soerguimento em regiões orogenéticas (de formação ativa de montanhas, principalmente nas margens ativas das placas – Cap. 6) não são tão espetaculares quanto se esperaria. A curto prazo as fases de soerguimento mais rápido, oscilam, normalmente, entre 1 e 3 mm por ano, o que é quase imperceptível. A longo prazo, considerada toda a história de uma cadeia de montanhas, a taxa de soerguimento cai para valores entre 0,4 e 0,6 mm/ano. Atualmente, a cadeia Karakoram, no norte do Paquistão, apresenta a maior taxa de soerguimento conhecida, de 10 mm/ano, que vem se mantendo ao longo dos últimos 500.000 anos. O valor é mais de 10 vezes superior à taxa registrada nos Himalaias e nos Alpes (0,6 mm/ano). Em regiões estáveis das placas litosféricas, longe de suas margens ativas, os movimentos, principalmente de subsidência, são ainda mais lentos, de 1 a 2 mm/ano a curto prazo, e de apenas 0,1 mm/ano a longo prazo.

Por que os fenômenos geológicos – erosão, sedimentação, soerguimento, subsidência, etc. – quando observados a curto prazo, quase sempre apresentam ta-

23.1 Quão altas as montanhas?

Existem limites na altitude máxima que uma cadeia de montanhas pode atingir? Parece que sim, pois quando as partes mais elevadas de uma região sobressaem de 2 a 4 km acima dos terrenos circundantes, o próprio peso da cadeia começa a impedir a continuidade de sua elevação através de abatimentos tectônicos (falhamentos normais ou gravitacionais), que juntamente com as onipresentes forças erosivas se opõem ao soerguimento. É isso que acontece atualmente na parte central da cadeia Andina, por exemplo, onde se encontram grandes vales de origem tectônica (*grabens*), como o Altiplano Andino na Bolívia e Peru, onde se localizam o Lago Titicaca e La Paz. Acredita-se que a cadeia Himalaia, com altitude máxima de 8.840 m acima do nível do mar, no cume da Monte Everest, bem como as ilhas do Havaí, com o vulcão Mauna Loa se elevando a quase 9 km acima do assoalho oceânico, já estejam no limite máximo de altura para cadeias montanhosas em nosso planeta. O mesmo não parece aplicar-se ao planeta Marte, onde o vulcão Monte Olimpo (Cap. 1) atinge uma altura de 26 km acima dos terrenos adjacentes, o que o torna o maior pico conhecido no Sistema Solar. Esta elevação, entretanto, não representa o soerguimento da crosta mas a evasão de materiais magmáticos derivados de uma imensa pluma mantélica que, na ausência de um regime ativo de movimento de placas em Marte, permaneceu no mesmo ponto geográfico durante toda sua duração. O mesmo fenômeno na Terra, por outro lado, produz volumes equivalentes de rochas vulcânicas, só que espalhados sobre áreas muito maiores devido à Tectônica Global, como nos casos da cadeia de vulcões que constitui as ilhas do Havaí ou os espessos derrames da bacia do Paraná no Brasil e Etendeka na Namíbia, hoje separados pelo oceano Atlântico.

Tabela 23.6 Deslocamentos verticais provocados por movimentos glácio-isostáticos como resposta elástica da crosta frente ao derretimento de grandes massas de gelo

Local	Movimento vertical decorrente de processos associados à glácio-isostasia
Fenoscândia (Golfo de Bótnia, Escudo Báltico)	Soerguimento de 250 m a uma taxa de 2,5 m/século
Plataforma Russa (adjacente à Escandinávia) na Fenoscândia)	Subsidência de 2-3 mm/ano (movimento compensatório do soerguimento
Canadá	Soerguimento de cerca de 5 mm/ano
Groenlândia	Soerguimento de até 105 mm/ano
Lago Bonneville, Nevada, EUA (lago glacial, agora completamente seco)	Soerguimento de 70 m durante os últimos 10.000 anos em função da evaporação lacustre e como resposta isostática regional devido ao desaparecimento das geleiras que alimentavam o lago.

xas maiores daquelas calculadas a longo prazo? Isto decorre do fato de a intensidade e a magnitude desses fenômenos não serem constantes ao longo do tempo geológico. Analisados de perto, observam-se os efeitos mais espetaculares, mas ao interpretar todo o registro de milhões ou de dezenas de milhões de anos de atuação do fenômeno, os surtos de atividade mais intensa ficam diluídos pelos muitos períodos longos de quietude.

23.2 As Linhas-Mestre da História da Terra

Para entender a história da Terra, é importante não se prender a detalhes locais ou eventos particulares de um período geológico qualquer, por mais marcantes que possam parecer. Sinteticamente, essa história pode ser contada em termos de três linhas-mestre da história da evolução de nosso Planeta:

- tendências seculares;
- processos cíclicos;
- eventos singulares.

No âmbito das **tendências seculares** estão incluídos os processos que, partindo de determinado estado físico, químico ou biológico, progridem unidirecionalmente, sempre afastando-se da condição original. Atuam durante longos períodos de tempo, ou seja, por muitos "séculos", milhares, milhões ou até bilhões de anos. Nem sempre a progressão das tendências pode ser resumida por uma função matemática regular, uma linha reta ou uma curva regular, pois a complexa interação das múltiplas partes do sistema Terra costuma introduzir irregularidades na tendência normal. Às vezes, porém, essas irregularidades podem demorar para desaparecer ou serem tão marcantes que criam seu próprio sinal distinto, como se fosse um desvio do caminho normal de eventos, com significado geológico e temporal próprio. Analisaremos no decorrer do capítulo as tendências seculares relacionadas a quatro elementos importantes da história terrestre: 1) impactos de meteoritos; 2) decaimento radioativo, que gera o fluxo térmico; 3) evolução biológica; e 4) evolução do sistema Terra-Lua e seus efeitos.

Quanto aos **processos cíclicos**, vale lembrar que o termo "ciclo" é empregado pelo menos de três maneiras diferentes na Geologia: como uma série de eventos, normalmente recorrentes, que perfazem parte de um processo mais amplo que se inicia e termina mais ou menos no mesmo estado, como, por exemplo, os ciclos das rochas (Cap. 2) e da água (Cap. 7); como um período de tempo para completar uma sucessão mais ou menos regular de eventos (por exemplo, o ciclo de evolução do relevo – Cap. 9); ou como um conjunto de unidades litológicas que se repetem sempre na mesma ordem (por exemplo, ciclotemas e varvitos – Cap. 11). Aqui enfatizaremos os fenômenos do primeiro tipo, os eventos cíclicos da primeira grandeza na história da Terra, especificamente os ciclos astronômicos e geológicos.

Eventos singulares, no sentido empregado aqui, não representam necessariamente acontecimentos únicos na história do planeta – embora a reação nuclear natural ocorrida há 2 bilhões de anos em Oklo, Gabão, no Oeste da África, tenha sido realmente singular – mas eventos imprevisíveis que se destacaram por sua magnitude excepcional ou pelo efeito que tiveram no desenrolar da história do planeta. O mais importante destes eventos foi, sem dúvida, a origem da vida. Com

ela, surgiu a biosfera que transformou a superfície e a atmosfera de nosso planeta, tornando-o único no Sistema Solar (Tabela 23.1). Também merece atenção o impacto de um grande meteorito no fim do Mesozóico, apontado como responsável pela extinção dos dinossauros e muitos outros organismos.

23.3 Tendências Seculares na História Geológica

Diversas tendências seculares na Natureza são reflexo da segunda lei da termodinâmica, que afirma que a entropia no Universo sempre tende a aumentar, ou seja, a matéria e a energia estão se degradando rumo a um suposto estágio final de inércia uniforme e total. À luz desta lei, a passagem do tempo decorre exclusivamente desse processo, pois se tudo permanecesse igual, como poderíamos distinguir entre o presente, o passado e o futuro? Ela fundamenta nossas teorias da evolução do Universo (Cap. 1) e explica o decréscimo secular na geração de calor pelo decaimento radioativo de materiais naturais (Cap. 15). A tendência de aumento de complexidade registrada na história da biosfera pode parecer uma exceção a essa lei, um paradoxo. Mas não é, porque em termos cósmicos, a biosfera é efêmera, mantida pela energia irradiada pelo Sol, que sustenta, por sua vez, toda a vida através da fotossíntese. Quando o Sol se extinguir, daqui a uns quatro ou cinco bilhões de anos, toda a complexidade biológica acumulada será desfeita e a energia e matéria associada a ela se juntarão, finalmente, ao Cosmos.

23.3.1 A fase cósmica de impactos meteoríticos na superfície terrestre

A Terra, como todos os outros corpos maiores do Sistema Solar, formou-se pela aglutinação de partículas do tamanho de pó até asteróides (Cap. 1). Contudo, mesmo depois de formada, a Terra continuou a ser bombardeada por uma chuva de poeira, meteoritos e cometas das mais variadas composições e tamanhos. Muito alta inicialmente, com impactos 100 vezes mais freqüentes do que hoje, a taxa de impactos diminuiu geometricamente, até atingir um valor mais ou menos constante, próximo ao atual, em torno de 3 bilhões de anos atrás (Fig. 23.4). Durante os primeiros 500 milhões de anos da história de nosso planeta, calcula-se que devem ter se formado dezenas de crateras maiores de 500 km e pelo menos 25 maiores de 1.000 km, como ilustrado na Fig. 23.5.

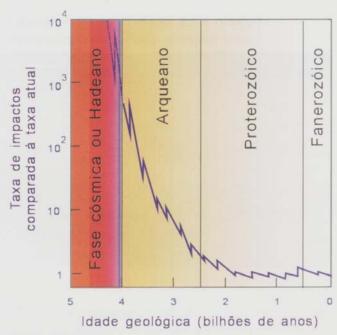



Fig. 23.4 Gráfico da freqüência relativa de impactos meteoríticos na história da Lua. Por ser muito maior do que a Lua, a Terra deve ter sofrido um bombardeio cósmico ainda mais intenso do que a Lua.

Nessa época os impactos teriam sido tão importantes (ou mais) quanto os processos normais da dinâmica terrestre na diferenciação e retrabalhamento da crosta e porção externa do manto superior. Os efeitos desses impactos foram diversos, de devastadores a restauradores. Os maiores devem ter volatilizado grandes massas de crosta e manto, elevan-

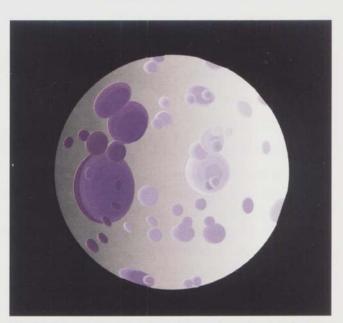



Fig. 23.5 A face da Terra durante sua fase cósmica (4,5 a 4 bilhões de anos atrás) mostra apenas as crateras maiores de 500 km em diâmetro. Pelo menos 25 destas teriam tido diâmetros superiores a 1000 km.

do a temperatura atmosférica globalmente a ponto de causar a evaporação dos mares da época, extinguindo qualquer tipo de vida precoce que porventura tivesse surgido até então. Constituíram, assim, verdadeiros **impactos esterilizantes**. Por outro lado, há quem assegure que boa parte da hidrosfera ou até a própria vida possa ter sido trazida à Terra pelo impacto de cometas nessa época. Não é de estranhar, portanto, a dificuldade que os geólogos têm tido em encontrar vestígios de crosta terrestre desta fase da história da Terra. Por estas razões, o período anterior ao registro mais antigo de rochas terrestres (há mais de 4 bilhões de anos) foi designado a **fase cósmica** da Terra ou o **eon Hadeano**, do grego *hades*, o submundo da mitologia greco-romana, um termo ainda informal, mas muito sugestivo.

O número de meteoritos e cometas que colidem com nosso planeta mantém-se mais ou menos constante há quase 3 bilhões de anos, e há pelo menos 3,8 bilhões de anos não houve nenhum impacto esterilizante. Após o Hadeano, portanto, este bombardeio cósmico passou a ter importância mais localizada. Embora não existam mais corpos celestes errantes capazes de extinguir toda a vida na Terra, o impacto de qualquer meteorito ou cometa maior de uma centena de metros de diâmetro causaria danos locais e regionais nunca antes vistos pela humanidade. Impactos de meteoritos dessa magnitude e maiores deixaram dezenas de crateras na Terra desde que os animais surgiram e pelo menos um deles causou um dos maiores eventos de extinção – o do fim do Cretáceo. Contudo, devido à sua imprevisibilidade, podemos considerar impactos deste tipo como eventos singulares que serão abordados mais adiante.

23.3.2 Fluxo de calor radiogênico e a formação de crosta continental

Da mesma forma que a taxa de impactos de meteoritos foi muito maior durante a fase cósmica da Terra, o fluxo de calor gerado por decaimento radioativo (Cap. 15) também o foi, por causa da maior abundância dos elementos de meia-vidas mais curtas (Fig. 23.6). A energia gerada dessa maneira na Terra de 4,5 bilhões de anos atrás equivalia a 53 picowatts por quilograma (pW/kg), quatro vezes superior ao valor atual de 13 pW/kg. Essa é a principal fonte de calor que movimenta as placas litosféricas, funde as rochas e promove a **desvolatização** do interior do planeta responsável pela liberação de grande parte da atmosfera e hidrosfera. Portanto, podemos imaginar um tenebroso mundo primitivo hadeano de intenso vulcanismo – um cenário que também é aplicável a todo o eon Arqueano. De fato, o registro geológico do Arqueano confirma essa expectativa (Tabela 23.7), uma vez que muitos dos magmas máficos (komatiitos) originaram-se em altíssimas temperaturas e pela predominância de material mantélico na composição das rochas graníticas e gnáissicas. Estas evidências apontam para um regime tectônico de frenética reciclagem de placas pequenas (**microplacas**), envolvendo convecção do manto estimada em cinco a dez vezes mais rápida do que a atual.

Possivelmente, o maior volume da crosta continental se formou nos primeiros 40% da história geológica da Terra, correspondentes aos éons Hadeano e Arqueano. Neste período, conforme mostra a Tabela 23.7, os basaltos, as rochas sedimentares e as rochas graníticas adquiriram caráter geoquímico cada vez mais

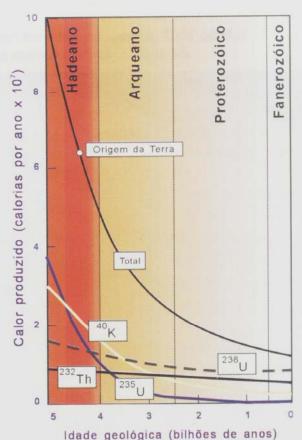



Fig. 23.6 Curva representando o somatório do calor produzido pelo decaimento radioativo dos principais elementos radioativos ao longo da história da Terra. Observe que o calor gerado, responsável por grande parte da dinâmica do planeta, era três a quatro vezes maior no Hadeano do que atualmente.

diferenciado, enquanto as microplacas, ao colidirem, criaram placas cada vez maiores. Esta etapa culminou ao final do Arqueano com a aglutinação de grandes massas siálicas de dimensões verdadeiramente continentais, as **macroplacas**, e ciclos tectônicos mais lentos. Desde então o ritmo de diferenciação e formação de nova crosta vem diminuindo de modo geral, em consonância com o decréscimo na produção de energia radiogênica (Fig. 23.7).

23.3.3 Evolução biológica

Noções básicas da evolução biológica, de fósseis e de preservação, bem como os principais eventos na história da biosfera, foram tratadas brevemente no Cap. 15 e estão resumidos no "Ano-Terra", na contracapa deste livro. Já vimos que o registro fóssil do Fanerozóico difere fundamentalmente do registro do Pré-Cambriano por causa da expansão global explosiva de metazoários com conchas e outras partes duras (carapaças, escamas etc.) pouco depois de 550 milhões de anos atrás. Quando se comparam os fósseis e os organismos que produziram estes fósseis nessas duas fases distintas da história da biosfera, percebe-se como o próprio modo e ritmo da evolução se modificou com a expansão dos animais nessa época (Tabela 23.8). Enquanto os primeiros 7/8 do tempo geológico (Pré-cambriano) foram dominados por formas microscópicas de **vida procariótica**, generalistas em seus hábitos e morfologicamente simples, com reprodução apenas assexuada e taxas evolutivas lentas, o Fanerozóico, que representa apenas a oitava parte mais recente da história do planeta, viu surgirem **organismos eucarióticos** de tamanho macroscópico, de hábitos especializados, morfologia complexa, reprodução sexuada e taxas evolutivas rápidas.

Muitos eventos de diversificação e extinção das espécies eucarióticas, tanto as macroscópicas como as microscópicas (microalgas, protistas e outros), ocorreram na história terrestre. A evolução biológica é marcada, na verdade, por uma série de saltos na complexidade da biosfera provocados por inovações

Tabela 23.7 Contrastes entre os registros geológicos do Arqueano (>2.500 milhões de anos) e do Proterozóico e Fanerozóico (<2.500 milhões de anos)

Feição	Arqueano	Proterozóico e fanerozóico
Rochas graníticas e gnaisses		
Na versus K	Na> K: plagioclásio sódico mais comum	Na<K: feldspatos potássicos (ortoclásio e microclínio) mais comuns
Rochas vulcânicas		
Ultramáficas vs. máficas	Comumente ultramáficas (komatiitos)	Ultramáficas menos comuns
Cátions litófilos grandes (p. ex. K, Rb, Th, U)	Baixas quantidades	Mais comuns, especialmente em rochas siálicas
Elementos terras-raras (menos Eu)	Baixas quantidades	Mais abundantes
Rochas sedimentares		
Maturidade sedimentológica	Geralmente imaturas, mal selecionadas, com clastos angulosos	Muito mais maduras
Na, Mg e Ca	Relativamente enriquecidas	Menos enriquecidas
Si, K, elementos terras-raras, cátions litófilos grandes	Relativamente empobrecidas	Relativamente enriquecidas
Massa total (de sedimentos e rochas sedimentares)	Em constante aumento	Massa mais ou menos constante desde o Mesoproterozóico, em constante reciclagem desde então
Crosta		
Placas tectônicas	Pequenas (microplacas) até o fim do Arqueano	Grandes (macroplacas) desde o fim do Arqueano
Manto superior		
Elementos terras-raras	Valores maiores que nos meteoritos condríticos	Valores muito maiores que nos meteoritos condríticos

Tabela 23.8 Contrastes entre a evolução biológica fanerozóica e pré-cambriana

Atributo	Evolução biológica fanerozóica	Evolução biológica pré-cambriana
Duração do período considerado	15% do registro fóssil: 545 milhões de anos	85% do registro fóssil: 2.900 milhões de anos
Natureza dos organismos dominantes	Eucariotos multicelulares e megascópicos: metazoários e plantas	Procariotos unicelulares a coloniais, microscópicos: bactérias, cianobactérias e arquebactérias
Dependência dos organismos dominantes em oxigênio	Obrigatoriamente dependentes (aeróbicos)	Independentes (anaeróbicos) ou facultativamente aeróbicos
Reprodução	Sexuada	Assexuada
Modo de vida/populações	Especialistas, relativamente poucos indivíduos	Generalistas, muitos indivíduos
Modo evolutivo (aspecto mais afetado)	Morfológico (órgãos, tecidos)	Intracelular-bioquímico-metabólico
Ritmo evolutivo	Rápido. Espécies de curta duração. Extinções e radiações sucessivas	Lento. Espécies de longa duração

evolutivas com conseqüências incomensuráveis para a evolução do planeta. Nos ecossistemas microbianos dos mares hadeanos e arqueanos surgiram praticamente todos os processos metabólicos básicos à vida, inclusive a vida moderna, com destaque para a fotossíntese. Com o aparecimento da fotossíntese à base de dióxido de carbono e água para formar compostos orgânicos e liberar oxigênio há pelo menos 2,7 bilhões de anos (e provavelmente antes) a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a própria biosfera nunca mais foram as mesmas.

Embora a reação da fotossíntese seja reversível, com o oxigênio reagindo com a matéria orgânica para formar água é dióxido de carbono, isto não se dá instantaneamente. Se parte desta matéria orgânica for

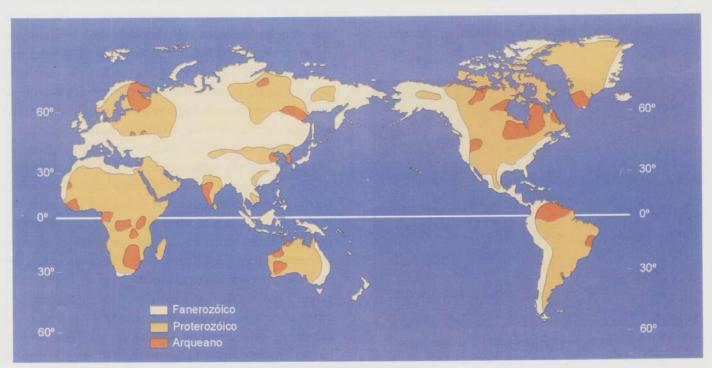



Fig. 23.7 Distribuição de crosta continental por idade (Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico). Coberturas sedimentares mais recentes foram retiradas para mostrar as rochas crustais do embasamento.

soterrada e colocada fora do alcance do oxigênio, uma parcela equivalente de oxigênio sobrará. No Arqueano, este oxigênio em excesso reagia quase que imediatamente com compostos químicos reduzidos no meio ambiente, principalmente com gases vulcânicos, minerais e compostos químicos dissolvidos na hidrosfera, portanto não passando diretamente para atmosfera. No período entre 3 e 2 bilhões de anos atrás, esse processo foi responsável pela oxidação da superfície e da atmosfera e pela deposição de dezenas de bilhões de toneladas de minério de ferro, sob a forma de **formações ferríferas bandadas**, que vieram a constituir importantes depósitos de ferro (Fig. 23.8) (Cap. 21).

Depois da oxidação da hidrosfera e da superfície terrestre, o oxigênio começou a acumular-se paulatinamente na atmosfera e a exercer forte pressão nos rumos da própria evolução biológica. Como resultado, surgiu o processo metabólico de respiração, que aproveita o oxigênio para produzir energia e permitiu o desenvolvimento dos eucariotos com suas células maiores e mais complexas e suas funções metabólicas compartimentadas em organelas intracelulares, incluindo um núcleo distinto. Diversas evidências geoquímicas e paleontológicas sugerem que o teor crítico de oxigênio na atmosfera para o surgimento dos eucariotos (1% do nível atual) tenha sido atingido antes de 2 bilhões de anos atrás. Mesmo assim, os eucariotos, ainda microscópicos, só começaram a se destacar no registro paleontológico em torno de 1 bilhão de anos atrás como conseqüência, aparentemente, do aparecimento da reprodução sexuada. A diversidade genética e morfológica proporcionada pela sexualidade deve ter levado ao surgimento dos primeiros metazoários megascópicos, representados pela fauna de Ediacara (Cap. 15), entre 590 e 565 milhões de anos atrás. Pouco depois, entre 545 e 525 milhões de anos, ocorreu a **explosão cambriana** de animais com conchas e carapaças (Fig. 23.9), que estabeleceu o modo e o ritmo fanerozóicos da evolução biológica, marcando assim novo salto na complexidade da biosfera.

Fig. 23.8 Formação ferrífera bandada do Quadrilátero Ferrífero (MG). O nome se refere às camadas alternadas ricas em ferro e sílica (quartzo). O minério encontra-se recristalizado e deformado. Foto: T. R. Fairchild.

Fig. 23.9 Um fóssil típico da explosão evolutiva dos invertebrados no Cambriano, um anelídeo (poliqueta), *Canadia spinosa*, preservado em detalhe no folhelho Burgess, de idade cambriana, da Colômbia Britânica, Canadá. Os feixes de cerdas finas funcionavam como órgãos de locomoção. Foto: S. Conway Morris/Cambridge University .

A julgar pela composição da biota cambriana de pouco mais de meio bilhão de anos atrás, somos levados a concluir que a transformação da atmosfera terrestre, originalmente inóspita à vida complexa (Tabela 23.1), já tinha se completado em função da intervenção biológica nos ciclos da dinâmica externa da Terra durante o Pré-Cambriano. Desde o início do Fanerozóico, a atmosfera já era oxidante o suficiente para sustentar muitos filos de invertebrados marinhos ainda bem representados nos mares modernos, como artrópodes, moluscos, braquiópodes, esponjas e equinodermes e até os primeiros cordados primitivos. A tremenda quantidade de CO_2 da atmosfera original já tinha sido seqüestrada e escondida sob a forma de rochas carbonáticas (calcários) e matéria orgânica na litosfera e biosfera ao longo de três e meio a quatro bilhões de anos de intemperismo (Cap. 8) e processos vitais (Fig. 23.10). Com isso, a alta temperatura da superfície terrestre, resultante do forte efeito estufa exercido pelo gás carbônico na atmosfera original, diminuiu a ponto de permitir a formação de calotas de gelo de modo esporádico na Terra no início do Proterozóico e de forma mais ou menos regular a partir de 800 milhões de anos atrás (como veremos mais adiante). Ao mesmo tempo, a atmosfera tornou-

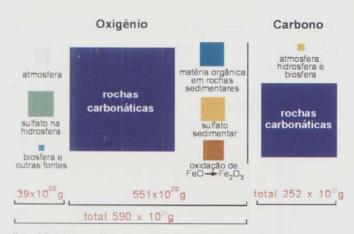



Fig. 23.10 Distribuição atual de Oxigênio e Carbono na superfície da Terra. Veja quanto carbono originalmente na atmosfera (Tabela 23.1) já foi incorporado na hidrosfera, na biosfera e, especialmente, na litosfera.

se menos densa e a pressão atmosférica caiu para 1/60 de seu valor original, favorecendo o aumento de gases como nitrogênio, pouco reativo, e oxigênio, oriundo da fotossíntese.

Ao longo do Fanerozóico, a biosfera sofreu novos saltos em sua complexidade com a conquista dos sedimentos do fundo dos mares por animais da **infauna**, no Cambriano, o surgimento dos peixes no Paleozóico médio e, em especial, a invasão dos continentes pelas plantas vasculares, pelos artrópodes e pelos vertebrados também a partir do Paleozóico inferior e médio (ver contracapa do livro). O sucesso atual dos artrópodes, com milhões de espécies só de insetos, e das plantas com flores (angiospermas), que somam quase 300.000 espécies, sugere que a Terra vive o seu período de maior complexidade biológica.

23.3.4 Sistema Terra-Lua e seus efeitos

Atualmente, a teoria da origem da Lua mais aceita considera-a como derivada da própria Terra pelo impacto tangencial de um asteróide ou planetésimo (Cap. 1) muito cedo na fase cósmica da Terra. Desde então, segundo essa teoria, os dois corpos constituem um sistema dinâmico responsável tanto pelas marés nos oceanos da Terra como, em menor escala, pela distorção análoga das partes sólidas da Lua e da Terra. Estas marés atuam como uma espécie de freio na rotação da Terra, transferindo momento angular para a Lua. Como resultado, atualmente a Lua se afasta 4 cm por ano da Terra. Com isso, a velocidade da rotação da Terra diminui, aumentando a duração do dia em dois segundos a cada 100.000 anos. Isto significa que há 600 milhões de anos, no final do Proterozóico, o dia tinha 20 horas e 40 minutos. Contudo, uma vez que a volta da Terra em torno do Sol não é afetada pela dinâmica do sistema Terra-Lua, o ano tem permanecido constante, com período de aproximadamente 8.766 horas; assim, nessa época, o ano devia conter 424 dias, quase 60 a mais do que atualmente.

Algumas observações paleontológicas são coerentes com a idéia do aumento linear na duração do dia e na diminuição do número de dias no ano pelo menos desde o final do Proterozóico. Os pesquisadores J. P. Vanyo e S. M. Awramik, na década de 1980, constataram mudanças regulares na curvatura e laminação de estromatólitos colunares australianos (Cap. 15) sugestivas de anos com duração de 410 a 485 dias, há 850 milhões de anos atrás. Suas pesquisas vieram ao encontro de outras, realizadas anteriormente por John Wells, que detectou mais linhas de crescimento diário em corais devonianos de 350 milhões de anos de idade (em torno de 400 linhas) (Fig. 23.11) do que em corais modernos (360 linhas), uma obser-

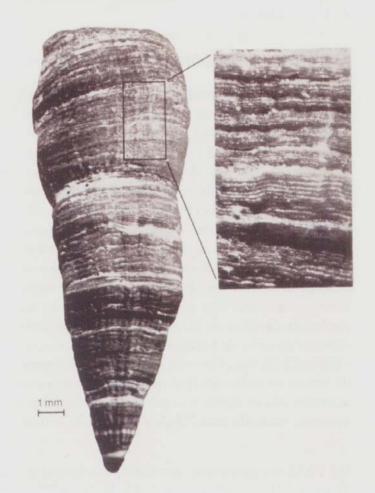



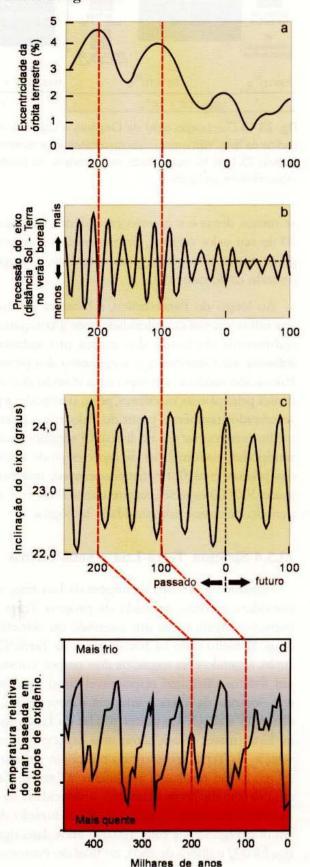
Fig. 23.11 Linhas diárias de crescimento no coral devoniano *Holophragma calceoloides*, do norte da Europa. Ao contar essas linhas, John Wells demonstrou que o ano, no passado, continha mais dias do que atualmente. Foto: Steven M. Stanley.

vação perfeitamente coerente com o aumento do dia em dois segundos a cada 100.000 anos desde o Devoniano.

Entretanto, a extrapolação desta tendência no outro sentido, ou seja para o passado anterior ao Devoniano, esbarra num paradoxo referente à estabilidade do sistema Terra-Lua no Paleoproterozóico, há mais de 1,6 bilhão de anos. Pelos cálculos que se pôde fazer, a Lua e a Terra, nessa época, teriam estado tão próximas que a Lua teria sido despedaçada e destruída por fortes marés internas provocadas pela atração gravitacional da Terra. Todavia, como se sabe, este satélite tem sido companheiro da Terra desde muito cedo na fase cósmica de nossa história (Cap. 1). Para explicar este paradoxo, alguns pesquisadores postulam que a desaceleração da rotação terrestre promovida pela Lua teria sido compensada por um efeito oposto provocado pela aceleração da atmosfera pré-cambriana causada pelo campo gravitacional solar. Este equilíbrio dinâmico teria mantido a duração do dia em aproximadamente 21 horas durante a maior parte do Pré-Cambriano.

23.4 Ciclos Astronômicos e Geológicos

Ciclos astronômicos dizem respeito ao movimento, posição e interação do planeta Terra e dos outros corpos do Sistema Solar (Tabela 23.2). Tais ciclos podem influir na dinâmica externa de curto prazo, determinando o trabalho das marés e a distribuição diária e sazonal de calor e luz sobre a face do planeta, com fortes reflexos nos padrões meteorológicos. Incluem ainda ciclos plurianuais, como o ciclo de manchas solares, relativamente curto (11 a 12 anos), que pode afetar as condições do tempo globalmente, bem como ciclos de períodos muito maiores (dezenas de milhares de anos) como os da precessão dos pólos, da variação na elipticidade da órbita da Terra e da inclinação do pólo terrestre (os ciclos de Milankovitch discutidos em Cap. 11) (Fig. 23.12). Seu efeito mais espetacular ocorre quando tornam os verões tão frios que o gelo dos invernos anteriores não se derrete e as geleiras e calotas polares avançam, iniciando uma "idade de gelo". De acordo com os efeitos deste tipo em conjunção com condições paleogeográficas, esses ciclos resultam em etapas ainda mais longas, ora dominadas por climas frios ora por climas quentes, numa alternação conhecida como o **ciclo estufa-refrigerador**.

Fig. 23.12 A superposição dos ciclos astronômicos (ciclos de Milankovitch) envolve a excentricidade da órbita terrestre (*a*), a precessão (*b*) e a inclinação (*c*) do eixo de rotação, tida como um dos fatores influenciando o clima terrestre, especialmente, a ciclicidade das etapas frias e mornas da atual "idade de gelo" (*d*), iniciada há 3 ou 4 milhões de anos.

Dos muitos **ciclos geológicos** do planeta, o mais importante é o **ciclo de supercontinentes**, relacionado à Tectônica Global e a todas as suas conseqüências orogenéticas e paleogeográficas (Cap. 6). Trata-se de um conceito mais abrangente do que o **ciclo de Wilson** (homenagem ao geofísico canadense J. Tuzo Wilson que o descreveu), que explica a formação e o desaparecimento de grandes bacias oceânicas. O ciclo de supercontinentes não somente engloba essa idéia, como inclui também o fenômeno mais amplo e demorado da agregação e desmantelamento das massas continentais ao longo da história da Terra. Como veremos, envolve ainda mudanças cíclicas na atmosfera, no clima e no nível do mar, todas com conseqüências notáveis na modelagem da superfície terrestre e no caráter do registro geológico.

Os geólogos reconhecem a formação e desmantelamento de vários supercontinentes ao longo dos últimos dois bilhões e meio de anos, desde que o regime geotectônico de microplacas, típico do Arqueano, cedeu lugar para o atual regime de macroplacas iniciado no Paleoproterozóico e que continua até o presente. É fácil vislumbrar o formato do último supercontinente, a Pangea, que se formou no fim do Paleozóico, há 250 milhões de anos, aproximadamente (Fig. 23.13). Basta juntar os continentes atuais de acordo com sua disposição em relação às cadeias meso-oceânicas que os separam como se fossem peças de um quebra-cabeça afastadas umas das outras sobre o tabuleiro (Cap. 6). Num exame mais detalhado, podemos identificar, em cada uma dessas peças, quebra-cabeças paleogeográficos ainda mais antigos, como os supercontinentes Pannótia (formado há 600-550 milhões de anos), Rodínia (formado há 1 bilhão de anos) e outros (Fig. 23.13). A reconstituição dos supercontinentes mais antigos é difícil, porque já desapareceram todos os assoalhos oceânicos, bem como muitos dos registros paleomagnéticos e geocronológicos de sua existência (Cap. 4). A grande maioria da crosta oceânica daque-

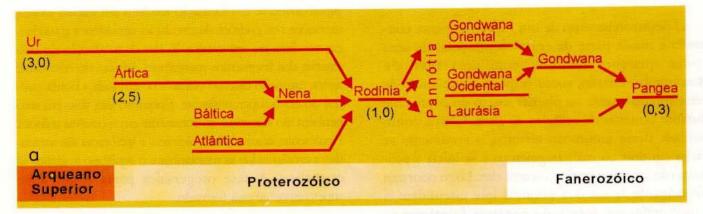



Fig. 23.13 O surgimento e desaparecimento dos principais supercontinentes ao longo da história da Terra (a). Os números entre parênteses em a representam a idade aproximada, em bilhões de anos, da formação de alguns dos supercontinentes. Os três principais supercontinentes do último bilhão de anos (Rodínia, Pannótia e Pangea) estão ilustrados em b. Fontes: a) J. J. W. Rogers, 1996; b) M. Yoshida.

les tempos foi reciclada em zonas de subducção entre placas, com algumas poucas lascas desta crosta incorporadas na zona de sutura entre antigos continentes. São estas lascas – verdadeiros "fósseis" de oceanos antigos – que permitem determinar as margens de paleocontinentes e saber quando o oceano existiu. Estas informações, juntamente com estudos paleomagnéticos e geocronológicos de rochas nos continentes e comparações entre províncias estruturais e, quando possível (no Fanerozóico principalmente), entre províncias paleobiogeográficas, permitem vislumbrar o que restou dos diversos fragmentos de paleocontinentes mais antigos e que foram sucessivamente recortados e cada vez mais dispersos em relação às suas posições originais. Para o período anterior a um bilhão de anos, esses quebra-cabeças são muito mais difíceis de remontar e, portanto, a reconstituição paleocontinental torna-se um exercício especulativo.

23.4.1 O ciclo de supercontinentes e seus efeitos

O desmantelamento de um supercontinente contendo a maior parte da crosta continental de uma época qualquer inicia-se com uma **fase de rifteamento** interno, como resposta ao acúmulo de calor (ponto quente ou pluma) abaixo do continente durante centenas de milhões de anos. Com a continuidade desse fenômeno térmico, o continente se racha em dois ou mais fragmentos e se inicia a produção de assoalho oceânico entre eles. Logo ocorrem invasões de águas dos oceanos que circundam o supercontinente, formando **oceanos interiores**, à semelhança do atual oceano Atlântico, por exemplo. Do outro lado dos fragmentos há os **oceanos exteriores**, como o atual oceano Pacífico, por exemplo. Durante aproximadamente 200 milhões de anos, os oceanos interiores se expandem na medida em que progride a criação do assoalho oceânico por conta da atividade vulcânica e tectônica nas cristas mesooceânicas (Fig. 23.14a). Acompanhando todo o processo, espessas pilhas de sedimentos se acumulam nas margens tectonicamente passivas banhadas pelos oceanos interiores. Esta é a chamada **fase de dispersão** no ciclo de supercontinentes. Após aproximadamente 200 milhões de anos, as partes mais antigas da crosta dos oceanos interiores, ou seja, as partes mais próximas das margens dos fragmentos do antigo supercontinente, tendem a afundar no manto uma vez que ocorre aumento de densidade em função do resfriamento ao longo do tempo (Fig. 23.14b).

Esta etapa de subducção da crosta oceânica gera magmas profundos debaixo das margens antigamente passivas dos oceanos interiores. Estes magmas, por serem menos densos do que as rochas circundantes, tendem a ascender pela crosta e extravasar sobre o continente em vulcões. A subducção também pode afetar a crosta oceânica dos oceanos exteriores, do outro lado dos fragmentos do supercontinente, gerando uma atividade vulcânica periférica na forma de ilhas em arco ao largo dos fragmentos do supercontinente (Cap. 6).

À medida que o fundo oceânico dos oceanos interiores é consumido, os fragmentos do supercontinente começam a entrar na **fase de colisão**. Soerguem-se então montanhas, em extensas faixas dobradas muito deformadas (Fig. 23.14c), como as cadeias paleozóicas conhecidas como os Caledonides (Escandinávia, Grã-Bretanha, Groenlândia e parte nordeste da América do Norte), Hercinides (Europa central), Apalaches (parte leste da América do Norte), Montes Átlas (parte noroeste da África) e Montes Urais (que divide a Europa da Ásia, na Rússia) e as cadeias cenozóicas dos Alpes até os Himalaias. A junção e elevação do novo supercontinente em formação resultam em intensa erosão, alterações nos padrões de circulação atmosférica e mudanças no clima no seu interior. Zonas de subducção do lado exterior dos fragmentos mergulham debaixo do continente agora, causando extenso vulcanismo em toda a borda exterior do novo supercontinente. Enquanto isto, ilhas em arco também são acrescidas ao continente em sucessivas colisões. Finalmente, as atividades vulcânicas e tectônicas são atenuadas, a erosão reduz as montanhas e o equilíbrio isostático se estabelece. A fase orogenética passa e um novo supercontinente está formado.

Muitas dezenas ou até uma ou duas centenas de milhões de anos passarão antes que o calor gerado no manto debaixo do supercontinente possa se acumular a ponto de iniciar novo processo de rifteamento dessa massa continental (Fig. 23.14d).

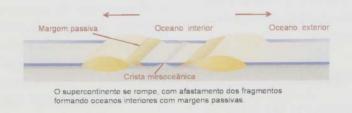
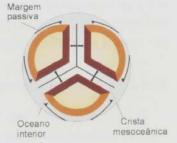
O novo supercontinente nunca tem a mesma configuração do anterior, pois as fases envolvidas não operam simétrica e contemporaneamente. A fase de rifteamento começa em momentos e partes diferentes do supercontinente; alguns dos riftes originais podem ser abortados em qualquer fase de seu desenvolvimento; a velocidade de dispersão e de reaproximação varia consideravelmente; as colisões podem ser oblíquas, sem subducção, como ao longo da falha de San Andreas na Califórnia. Com isto, os processos de separação e junção dos fragmentos de um supercontinente não são sincrônicos mas diacrônicos, isto é, espalhados ao longo de dezenas de milhões de anos.

Evidentemente, o ciclo de supercontinentes afeta muito mais do que a simples distribuição e forma dos continentes no mapa do planeta. Envolve a abertura e fechamento de oceanos e, conseqüentemente, a reorganização da circulação oceânica e atmosférica, alterando os padrões climáticos globais. A diminuição ou aumento no número de continentes isola ou aproxima ecossistemas distintos, ora estimulando, ora impedindo a dispersão e evolução dos animais e plantas do planeta. Nos períodos de maior atividade vulcânica, ocorre aumento no volume de gás carbônico na atmosfera, mas este começa a ser consumido, logo em seguida, por processos intempéricos e erosivos, especialmente quando a elevação continental é relativamente alta. A intumescência das cadeias meso-oceânicas durante fases de dispersão rápida e vulcanismo mais intenso altera o nível do mar mundial, deslocando água das bacias oceânicas sobre os continentes (transgressão). O processo inverso, ou seja o retorno da água dos continentes (regressão) para as bacias oceânicas, resulta do abatimento das cadeias meso-oceânicas durante períodos de quietude vulcânica (Tabela 23.9). Efeito semelhante ocorre quando as massas continentais se deslocam sobre os pólos, favorecendo a formação de calotas glaciais às custas da água nos oceanos e, conseqüentemente, a queda do nível do mar globalmente.

Todas estas mudanças são muito interligadas, como se pode ver pelos efeitos de transgressões e regressões relacionadas ao ciclo de supercontinentes.

Quando os mares invadem os continentes, a presença de água no seu interior tende a amenizar o clima, elevando a temperatura média, alargando a faixa latitudinal tropical e reduzindo a diferença de temperatura entre o pólo e o equador. A elevação do nível do mar, por sua vez, diminui a área continental sujeita à erosão e, conseqüentemente, a quantidade de nutrientes que chegam ao mar. Sob tais condições, a circulação oceânica se torna mais lenta, favorecendo a estratificação das águas em camadas, e a estagnação das águas do fundo que não se misturam com as outras, mais oxigenadas. As taxas evolutivas diminuem, ficando em compasso de espera.

A Desmantelamento do supercontinente

O supercontinente se rompe, com afastamento dos fragmentos formando oceanos interiores com margens passivas.

B Aproximação e colisão dos fragmentos continentais

Após 200 milhões de anos, chega-se ao afastamento máximo. As margens passivas tornam-se ativas e os fragmentos continentais se reaproximam, fechando os oceanos interiores.

C O novo supercontinente formado

Colisão continental leva à formação do novo supercontinente.

D Desmantelamento do novo supercontinente

Novo ciclo de fragmentação se inicia com nova configuração dos fragmentos.

Fig. 23.14 O ciclo de supercontinentes, segundo J. B. Murphy & R. D. Nance, 1992.

Durante as regressões, o nível do mar cai, expondo mais área continental à erosão e fornecendo mais nutrientes aos oceanos. Sem o efeito amenizador no clima que os mares epicontinentais propiciam, a temperatura média da Terra cai, as zonas latitudinais tropicais retraem-se e o gradiente térmico entre os pólos e o equador aumenta, o que gera circulação atmosférica e oceânica mais vigorosa, misturando melhor a água no mar e pondo fim às condições anóxicas do fundo. A regressão marinha acaba espremendo os ecossistemas dos mares rasos (que antes ocupavam vastas áreas dos ambientes marinhos epicontinentais), numa estreita faixa da parte externa das plataformas continentais. Isto provoca intensa competição por espaço e nutrientes, deflagrando extinções e rápidas mudanças evolutivas em muitos grupos de organismos.

23.4.2 O ciclo estufa-refrigerador

Talvez o efeito mais marcante do ciclo de supercontinentes esteja nos controles que parece impor ao clima, estimulando a alternância de intervalos frescos ou até marcados por glaciações com períodos quentes, de acordo com o incremento vulcânico ou consumo intempérico do CO_2 provocados durante as diferentes fases desses ciclos, segundo modelo desenvolvido pelo geólogo australiano J. J. Veevers, ilustrado na Fig. 23.15. O CO_2 é transparente à luz incidente do Sol mas retém parte da radiação infravermelha (calor) irradiada da superfície terrestre quando aquecida pelo Sol. Acima de certos níveis, CO_2 pode determinar aumentos significativos na temperatura média da atmosfera, como pode ser observado hoje com a queima de combustíveis fósseis. É o chamado **efeito estufa.**

Por outro lado, quando a atividade vulcânica na Terra diminui ou quando os continentes estão mais altos ou mais amplamente expostos, durante épocas de nível do mar baixo, os processos intempéricos se encarregam de retirar CO_2 da atmosfera em reações com rochas expostas na superfície. O efeito estufa torna-se fraco, e a temperatura atmosférica cai. Eventualmente, a temperatura média diminui a ponto de iniciar períodos de extensa glaciação. É o **efeito refrigerador.** Sua expressão mais dramática ocorreu pouco antes do término do Proterozóico, quando, segundo especialistas, as geleiras avançaram até as regiões tropicais, dando ao planeta um aspecto de "bola de neve", como mencionado no Cap. 11. Veevers relaciona os aumentos tanto no fornecimento como no consumo de CO_2 aos cinco estágios que ele reconhece no ciclo dos supercontinentes, conforme ilustrado na Fig. 23.15 e resumido na Tabela 23.10.

A Fig. 23.15 mostra, graficamente, a relação dessas tendências climáticas com os três grandes ciclos de supercontinente ocorridos nos últimos 1.100 milhões de anos, cada qual com duração aproximada de 400 milhões de anos.

Tabela 23.9 Comparação dos efeitos causados por transgressões e regressões eustáticas (globais)

Aspecto	Transgressão	Regressão
Temperatura mundial	Tende a aquecer	Tende a esfriar
Erosão	Diminui	Aumenta
Circulação oceânica	Correntes mais lentas	Correntes ativas
	Águas estratificadas, potencialmente anóxicas em profundidade	Bem misturadas e oxigenadas
Distribuição dos mares epicontinentais	Aumenta	Diminui
Tendências evolutivas nos mares rasos	Ecoespaço aumenta, oferecendo oportunidades de contato entre biotas	Ecoespaço diminui, isolando ou eliminando biotas
	Pressão seletiva baixa, mudanças gradativas, radiação evolutiva	Pressão seletiva aguda, mudanças abruptas, extinções
Suprimento de nutrientes aos oceanos	Menor	Maior
Gradiente de temperatura entre o pólo e o equador	Diminui	Aumenta
Zoneamento climático latitudinal	Zona tropical aumenta	Zona tropical diminui
Estabilidade climática	Aumenta	Diminui

Cada um desses ciclos exibe uma série de efeitos semelhantes sobre o clima global, que tende a ser quente durante a fase de dispersão e amalgamação do novo supercontinente, notadamente no Proterozóico entre 1.000 e 800 milhões de anos, no Paleozóico Inferior e durante o Mesozóico e a maior parte do Cenozóico, e frio durante a formação final e breve período estável do supercontinente, como no final do Proterozóico e do Paleozóico. Por motivos ainda não muito claros, as fases quentes são pontuadas perto de seu fim por um mini-período de forte glaciação, como ocorreu há 780 milhões de anos no Proterozóico, no Ordoviciano e no fim do Terciário (começando há 3 ou 4 milhões de anos). Destas observações, podemos concluir que o clima relativamente bom que experimentamos hoje, ao contrário do que se pode imaginar, deverá ser passageiro, apenas parte de uma curta fase interglacial da mais recente mini-idade de gelo. Nesta visão, as calotas polares poderão voltar a crescer num futuro não muito distante (alguns milhares ou dezenas de milhares de anos). Como observou Jonathan Selby ao comentar o modelo proposto por Veevers, se o presente ciclo de supercontinentes correr o curso esperado, a previsão do tempo para o futuro geológico próximo é de melhoria com aumento de nebulosidade e calor seguido de forte queda na temperatura com períodos glaciais daqui a oitenta milhões de anos, isto é, se as atividades antrópicas, especificamente o lançamento de CO_2 em excesso na atmosfera, não interferirem neste processo.

23.5 Eventos Singulares e seus Efeitos

Superimpostos nos ciclos e tendências já discutidos, ocorrem eventos cuja raridade ou intensidade descomunal faz com que fiquem registrados na história geológica da Terra. A reação nuclear natural de Oklo, ocorrida há dois bilhões de anos no Gabão (África Ocidental), foi um desses eventos. Ela só aconteceu por causa de uma série de coincidências envolvendo o aumento recente de oxigênio na atmosfera, as características geoquímicas do Urânio, e as condições hidrogeológicas do arenito onde o Urânio se alojou. Aparentemente, a concentração de várias toneladas de minério contendo 20 a 30% de óxido de urânio a alguns quilômetros de profundidade, submetida às temperatura e pressão críticas de 650 K e 215 bares, respectivamente, foi suficiente para iniciar uma reação nuclear em cadeia que durou vários milhões de anos, produzindo mais de 500 bilhões de megajoules de energia. Água subterrânea circulando pelo arenito em abundância serviu para dissipar o calor e evitar qualquer reação mais explosiva.

Dificilmente outro evento deste tipo poderia ter acontecido antes ou depois deste: primeiro, porque o urânio, muito pouco solúvel em condições redutoras, só começou a formar minérios sedimentares após a oxidação efetiva da atmosfera, em torno de 2 bilhões de anos atrás; e, segundo, por causa do rápido decréscimo desde a proporção de ^{235}U, com meia vida de

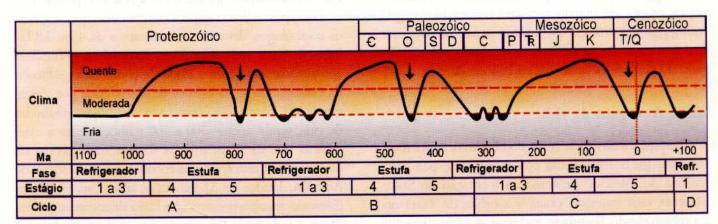



Fig. 23.15 As fases do ciclo estufa-refrigerador do clima terrestre e sua relação aos estágios (1-5) dos últimos três ciclos de supercontinentes (A-C). Durante o ciclo A, a Rodínia se fragmenta e parte de seus fragmentos se juntam para formar a Pannótia. Durante o ciclo B, Pannótia se desmantela, fornecendo fragmentos para a formação de Laurêntia e Gondwana, e estes continentes, mais diversos, outros menores, colidem no decorrer do Paleozóico, para construir a Pangea. O ciclo C, ainda incompleto, retrata a fragmentação da Pangea e o início da amalgamação do próximo supercontinente, Amásia (nome derivado das palavras "América" e "Ásia"). Observe que a formação de Pannótia e Pangea coincidiu, grosseiramente, com as duas maiores épocas de glaciação (azul-escuro), precedidas por "mini-idades de gelo" (setas) iniciadas há 780, 450 e 4 milhões de anos. As relações entre os estágios do ciclo de supercontinentes e o ciclo estufa-refrigerador estão resumidas na Tabela 23.10.

Tabela 23.10 Como o ciclo de supercontinentes afeta o clima mundial

Estágio	Crosta continental	Fluxo de calor CO_2 na atmosfera	Concentração de mundial	Efeitos no clima
1	Supercontinente formado	Calor retido debaixo da crosta continental	Baixa	Temperatura baixa; efeito refrigerador
2	Adelgaçamento da crosta	Vulcanismo e fluxo aumentam	Começa a aumentar	Temperatura ainda baixa; o efeito refrigerador continua
3	Adelgaçamento extremo; rifteamento começa	Vulcanismo continua intenso	Continua a aumentar	Temperatura aumenta, iniciando o efeito estufa
4	Fragmentação e dispersão rápida; intensa formação de assoalho oceânico	Fluxo de calor e vulcanismo ao máximo	Alta	Temperatura alta; efeito estufa continua
5	Dispersão mais lenta; fragmentos continentais entram em colisão, formando o novo supercontinente	Fluxo de calor diminui com o fechamento dos mares interiores; calor começa a ser represado debaixo do supercontinente em formação	Alta no início; diminuindo com o tempo em função do consumo do CO_2 pelo intemperismo das cadeias de montanhas dobradas recém-elevadas	Temperatura alta no início, diminuindo em seguida (com "mini-idade de gelo"), seguida de nova elevação

apenas 710 milhões de anos (e responsável pela sustentação da reação em cadeia), em relação a ^{238}U em depósitos naturais de Urânio (Fig. 23.6). Dessa maneira, o evento de Oklo se caracteriza como realmente único na história da Terra.

Todavia, dentre os outros eventos singulares notáveis, vale a pena destacar dois, a origem da vida e o impacto de um gigantesco meteorito há 65 milhões de anos responsável pela extinção dos dinossauros e muitos outros grupos de animais terrestres e marinhos; o primeiro, pela importância que a biosfera tem na dinâmica e na própria evolução da Terra e o segundo, pelo significado do acaso e da catástrofe na história da vida.

23.5.1 A origem da vida

Durante a infância da Terra, no Hadeano, a superfície terrestre foi bombardeada constantemente por toda matéria de sobra do processo da formação do Sol e planetas, cuja trajetória cruzava a órbita da Terra no momento errado. Postula-se, inclusive, que boa parte dos gases e da água de nossa atmosfera e hidrosfera foi entregue à Terra por impactos de cometas. Há quem especule que a vida teria se originado em cometas quando o Sol os aquecia, volatilizando suas capas externas geladas e criando o equivalente a um enorme laboratório químico à base de compostos de C, H e N. A maioria dos especialistas, no entanto, acredita que este "laboratório" surgiu aqui mesmo, como conseqüência da intensa interação entre o calor, a litosfera, a hidrosfera e a atmosfera primitivas muito cedo na história do planeta, de tal modo que os oceanos precoces foram transformados em soluções ricas em compostos orgânicos dos mais diversos, uma verdadeira "sopa primordial" na qual os primeiros seres vivos teriam se originado.

Seja a vida indígena (surgida aqui) ou exógena (entregue "em domicílio" por um cometa), ela só experimentou sucesso após o último impacto esterilizante, que, segundo os cosmólogos, deve ter ocorrido antes de 4 ou 3,8 bilhões de anos atrás (Fig. 23.5). Estas datas coincidem aproximadamente com a idade de compostos grafitosos da Groenlândia (3,85 bilhões de anos), tidos por alguns estudiosos (nem todos) como as mais antigas evidências de vida, sendo apenas 300 a 500 milhões de anos mais antigas que os mais antigos fósseis irrefutáveis, os microfósseis e estromatólitos encontrados no noroeste de Austrália, datados em 3,5 bilhões de anos (Cap. 15). Desta discussão, transparece uma conclusão altamente surpreendente: a vida pode ter surgido e se extinguido diversas vezes entre 4,5 e 3,5 bilhões de anos atrás, mas a forma que sobrevive até hoje, baseada em DNA, deve ter aparecido e evoluído rapidamente próximo do fim do Hadeano, estabelecendo os processos metabólicos básicos (fermentação, autotrofismo, etc.), hábitos de vida diversos (produtores primários, decompositores, etc.) e ecossistemas variados em poucas centenas de milhões de anos.

23.5.2 O evento K/T e o bólido assassino

Atualmente, a grande maioria de meteoritos tem tamanho muito pequeno e cai sobre o mar. Desse modo, os destroços de corpos celestiais recém-caídos são muito raramente recuperados (em torno de uma dezena de novas quedas, anualmente), e as crateras associadas a eles normalmente não passam de alguns metros de diâmetro. Mesmo assim, e apesar da eficiência do intemperismo e erosão em apagar tais feições da superfície terrestre, são conhecidos, mundialmente, em torno de 160 **astroblemas** (literalmente, "feridas dos astros"), ou crateras, de tamanhos e idades dos mais variados, formados pela queda, no passado, de grandes meteoritos, cometas e até asteróides (coletivamente conhecidos como **bólidos**) (Tabela 23.11). O que poucos sabem é que o Brasil também tem sua cota de crateras, inclusive uma de 40 km de diâmetro, o domo de Araguainha, em Goiás, na divisa com Mato Grosso, e outra de mais de 3 km de diâmetro em Colônia, a 35 km do centro da cidade de São Paulo (Fig. 23.16).

Fig. 23.16 Localização de astroblemas no Brasil identificados por círculos proporcionais aos seus tamanhos. Fonte: C. Riccomini.

Tabela 23.11 Os maiores astroblemas da Terra e os exemplares brasileiros conhecidos

Astroblema (em ordem de idade)	Localização	Idade em milhões de anos	Diâmetro (km)	Classificação por diâmetro
Vredefort	África do Sul	2.023	300	1
Sudbury	Canadá	1.850	250	2
Acraman	Austrália	590	90	7 (empate)
Shark Bay	Austrália	280-200	120	4
Manicougan	Canadá	214	100	5 (empate)
Puchez-Katunki	Rússia	175	80	9
Morokweng	África do Sul	145	70	10
Kara	Rússia	73	65	11
Chicxulub	México	65	170	3
Chesapeake Bay	Estados Unidos	36	90	7 (empate)
Popigai	Rússia	35	100	5 (empate)
Os astroblemas brasileiros				
Localidade	**Estado**	**Idade máxima**	**Diâmetro (km)**	**Classificação por diâmetro**
São Miguel do Tapuio	Piauí	Neodevoniano	20	2
Serra da Cangalha	Tocantins	Eopermiano	12	3 (empate)
Riachão	Maranhão	Mesopermiano	4	6
Araguainha	Goiás	Mesopermiano	40	1
Vargeão	Santa Catarina	Eocretáceo	12	3 (empate)
Piratininga	São Paulo	Eocretáceo	12	3 (empate)
Colônia	São Paulo	Terciário	3,6	7

Fonte (parcial): *Folha de São Paulo*, 26 de abril de 2000.

Não há como negar os efeitos catastróficos locais, regionais e até globais, especialmente sobre a biosfera, dos impactos responsáveis por estas crateras. O mais impressionante deles (e que mais atenção tem recebido) é aquele citado como responsável pela onda de extinções que marcou o fim do período Cretáceo e da era Mesozóica, há 65 milhões de anos. É conhecido como o **evento K/T**, termo derivado das siglas adotadas em mapas geológicos para o Cretáceo (K) e Terciário (T). Foi a equipe de Luis Alvarez, ganhador do prêmio Nobel e professor da Universidade da Califórnia em Berkeley, que, em 1980, chamou a atenção da comunidade científica para esta idéia, que até então não passava de mais uma das hipóteses catastrofistas, vistas como "politicamente incorretas" na Geologia desde a época de Charles Lyell, no século XIX (Cap. 15). Em análises de rochas argilosas situadas exatamente no limite K/T em Umbria, Itália, Alvarez e colaboradores constataram uma concentração anômala no elemento Irídio (Ir), um metal semelhante à platina, extremamente raro na crosta terrestre. No entanto, este elemento é presente no manto e sabidamente enriquecido em asteróides, meteoritos e cometas. Propuseram que as argilas enriquecidas em Ir que marcam o limite K/T representariam a poeira lançada na estratosfera pelo impacto de um bólido de dimensões quilométricas e que este impacto deveria ter sido a causa principal da extinção dos dinossauros, reptéis voadores, quase todos os grandes répteis marinhos, diversos grupos de invertebrados marinhos e até microorganismos e plantas no fim do Cretáceo (Fig. 23.17a, b, c). No fervor que sucedeu à publicação da hipótese do grupo de Alvarez, muitas ocorrências novas da **anomalia de Ir** bem como cristais de quartzo com sinais de fraturamento por forte impacto foram encontradas na mesma posição estratigráfica em outras regiões do mundo, inclusive no Nordeste do Brasil, na bacia costeira Pernambuco-Paraíba.

Em 1991, geofísicos localizaram, em subsuperfície, o principal candidato para o local de impacto do bólido assassino, uma cratera de 170 km de diâmetro e 65 milhões de anos de idade na península de Yucatan (México) debaixo de rochas cenozóicas nas cercanias do povoado de Chicxulub (pronunciado chíc'-chu-lub') (Fig. 23.17d). Embora alguns geocientistas argumentem que a anomalia em Ir poderia ter se originado do vulcanismo basáltico extraordinário registrado na mesma época na Índia, tal hipótese não explica os grãos de quartzo fraturados e outras evidências favoráveis à hipótese do impacto, como a presença de uma anomalia em Cromo (Cr), microdiamantes e pequenas gotículas vítreas de rochas siálicas fundidas no mesmo nível estratigráfico. Em 1999, F. T. Kyte, da Universidade de Califórnia em Los Angeles (EUA), anunciou a descoberta, em sedimentos de fundo do norte do oceano Pacífico, a milhares de quilômetros de Chicxulub, de uma partícula de rocha de menos de 3 mm em diâmetro, cuja análise textural e química o convenceu de que se tratava de um fragmento do próprio bólido K/T, provavelmente um asteróide.

O impacto do bólido assassino no limite K/T teria ocasionado o que Kyte descreve como "um dos piores dias da história da Terra". Calcula-se em 10 km o diâmetro do asteróide que caiu em Chicxulub. Além das ondas de choque e calor (até 500° C), terremotos (até 9 e 10 na escala Richter) e vaporização de rochas provocados pelo impacto, outros efeitos igualmente aterrorizantes teriam se sucedido por dias, meses e até anos: tsunamis gigantescos (com ondas de até 300 m), chuvas ácidas formadas a partir da grande quantidade de dióxido de carbono e óxidos de enxofre provenientes de calcários e sulfatos (evaporitos) instantaneamente vaporizados, incêndios em escala continental, queda de fragmentos ejetados da cratera e, principalmente, o efeito **"inverno nuclear"**.

A idéia do inverno nuclear parece ter surgido na década de 1980, pelo menos em parte, das discussões geradas em torno dos possíveis efeitos do impacto gigante no fim do Cretáceo. Percebeu-se que uma guerra nuclear surtiria um efeito muito parecido com o de um grande impacto de meteorito, lançando tanta poeira e fuligem na estratosfera que a luz do sol não penetraria até a superfície terrestre em todo o globo por dias, semanas ou meses. A temperatura cairia rapidamente para valores negativos mesmo nos trópicos, dizimando a vegetação terrestre e matando o fitoplâncton marinho, base das cadeias alimentícias. Um efeito em cascata levaria à morte os consumidores primários e, em seguida, os carnívoros, e assim em diante. Poucos animais sobreviveriam, mas as plantas terrestres talvez pudessem brotar de novo, a partir de sementes ou raízes resistentes, quando a poeira se assentasse meses ou anos depois. É este o cenário que é imaginado para o terrível fim do Cretáceo, um evento que acabou com o domínio dos répteis e permitiu a ascensão dos mamíferos, que desde sua origem na mesma época do surgimento dos primeiros

dinossauros até então tinham desempenhado um papel de meros coadjuvantes nas faunas mesozóicas.

A aceitação desta hipótese pela maioria dos geocientistas forçou a comunidade geológica a repensar o papel de catástrofes na história da Terra e especialmente na evolução biológica. O evento K/T eliminou grupos de organismos que tinham experimentado grande sucesso e dominância por muitas dezenas de milhões de anos – os dinossauros na terra e os amonites (cefalópodes com conchas complexas) nos oceanos. Não foram extintos porque eram necessariamente "inferiores" aos mamíferos e outros grupos que os subtituíram, pois foram extintos como uma contingência de um evento aleatório instantaneamente devastador que nada tinha a ver com os processos normais da evolução, como competição e seleção natural. Dificilmente qualquer outro grupo dominante, de qualquer época geológica, escaparia ileso de um evento semelhante. Eles estavam, simplesmente, no lugar errado, no momento errado.

23.6 Amanhã e Depois

Há uma preocupação generalizada, de que a ação da civilização possa perturbar a diversidade da vida, o clima e o nível do mar, provocando toda espécie de tragédias para o mundo que conhecemos, desde a elevação da temperatura pela queima de combustíveis

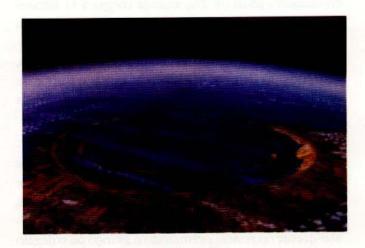
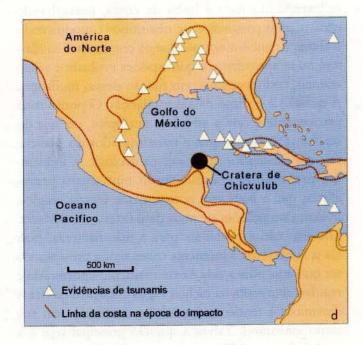



Fig. 23.17 a) O bólido assassino, de dez quilômetros de diâmetro, um segundo antes do fim do Cretáceo, há 65 milhões de anos. b) O impacto. c) O local do impacto, mil anos depois. d) A localização atual da suposta cratera em Chicxulub, México. Fonte:a-c William. K. Hartmann. d) A. R. Hildebrand & W. V. Boynton, 1991.

fósseis e subseqüente degelo das calotas polares, provocando a inundação de regiões costeiras populosas, à destruição da camada de ozônio que protege a vida dos raios ultra-violeta mais danosos, até extinções em massa e desequilíbrio de ecossistemas inteiros com desertificação de grandes regiões onde atualmente existem florestas tropicais, etc., etc. Existem Organizações Não Governamentais (ONGs), órgãos governamentais e comissões especiais que lidam com esta questão bem como conferências internacionais para discutir os resultados dos estudos sobre o tema. A preocupação com este tópico, que é apelidado de "**mudanças globais**", é real e o perigo também, pois a população humana, que em 1950 era de dois bilhões e meio de habitantes, hoje passa de seis bilhões e, com crescimento anual de 2%, ameaça chegar a 11 bilhões até o ano 2050. Este fato, por si só, é prova cabal da "mudança global" mais significativa dos últimos séculos, o superpovoamento da Terra por nós, humanos, com todas as demandas e ameaças que isto impõe ao meio ambiente e ao suprimento de alimentos e de bens duráveis.

O que talvez esteja passando despercebido ao leitor recém-chegado neste problema é que, como vimos neste capítulo, a Terra é um planeta dinâmico, em que as mudanças globais, em diversas escalas temporais, são a norma. É normal, portanto, que o clima mundial esquente ou resfrie, permitindo o avanço ou o degelo das calotas polares, que o nível do mar suba ou desça, redesenhando toda a linha de costa, perturbando ecossistemas costeiros e até ribeirinhos e modificando o clima; é também normal que os continentes se afastem ou se aproximem e que espécies evoluam e sejam extintas, continuamente, em função dessas mudanças. A questão é o ritmo dessas mudanças. O ponto mais preocupante é que a atividade antrópica, ou seja do ser humano como agente transformador do planeta, seja um catalizador de processos geológicos, induzindo, provocando e aumentando num curto prazo, efeitos que a Natureza normalmente levaria séculos, milênios ou milhões de anos para fazer... ou desfazer. Mas isto não é problema para a mãe-natureza, pois ela já sobreviveu a inúmeras crises sem a presença do ser humano, pois a vida é extremamente oportunista e rapidamente repovoa nichos vagos enquanto os ciclos dinâmicos e tendências seculares continuam em seu ritmo inexorável. Talvez a questão principal seja: e a espécie humana? Ela é capaz de sobreviver a si mesma? Esta questão será abordada no último capítulo deste livro, que fala sobre a posição do ser humano e de suas instituições diante da dinâmica geológica e do meio ambiente.

Em termos do futuro geológico do planeta, envolvendo períodos de tempo de milhões de anos, podemos esperar que os processos, tendências, ciclos e eventos singulares continuem a acontecer num ritmo cada vez mais lento, na medida em que os elementos radioativos serão exauridos e o calor geotérmico diminuirá nos próximos bilhões de anos. Antes disto, porém, o atual ciclo de amalgamação de novo supercontinente deverá se completar, começando com a inversão do sentido de movimento das placas litosféricas daqui a algumas dezenas de milhões de anos. Enquanto esta etapa não tiver se completado, ocorrerão alternâncias climáticas de curta duração com uma tendência ao aquecimento, terminando, como já foi dito acima, numa nova era glacial daqui a cerca de 80 milhões de anos, em função do término do presente ciclo de supercontinentes.

Leituras recomendadas

DOTT, R. L., Jr. SEPM Presidential Address: Episodic sedimentation. How normal is average? How rare is rare? Does it matter? *Journal of Sedimentary Petrology*, nº 1, 1983, vol. 53.

KUKAL, Z. *The rate of geological processes.* Earth-Science Reviews, nºs. 1-3, 1990, vol. 28.

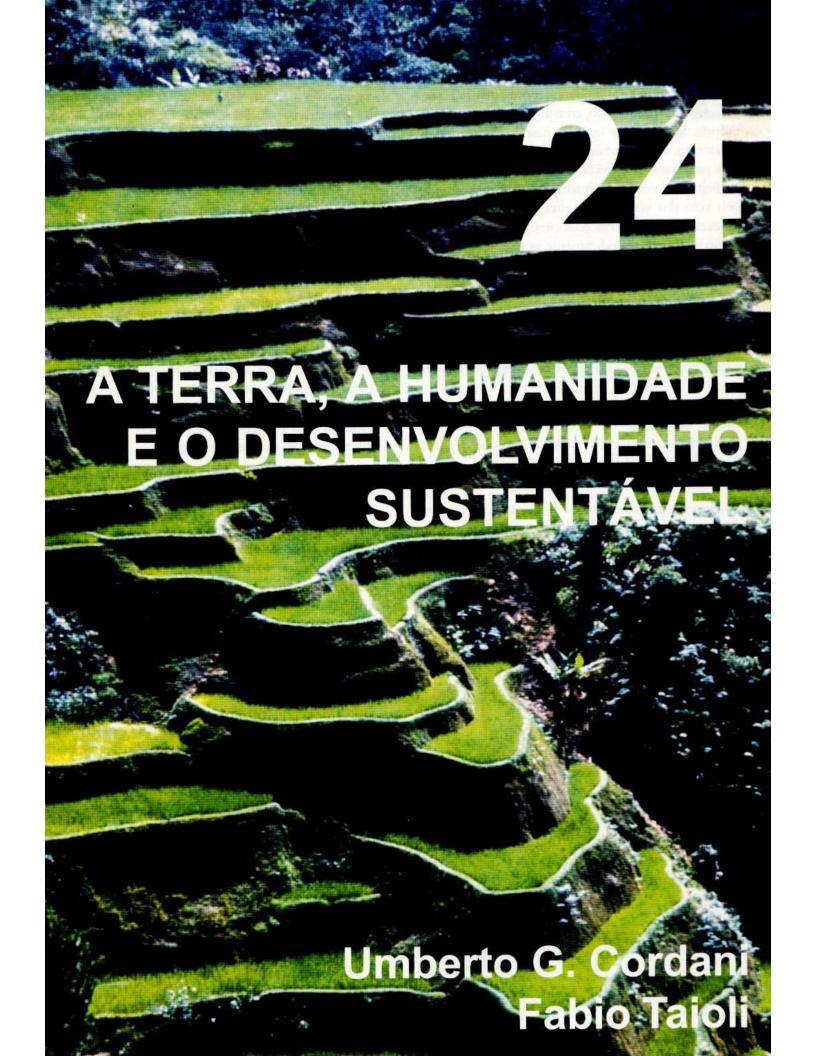
MURPHY, J. B. & NANCE, R. D. Mountain belts and the supercontinent cycle. *Scientific American*, nº 4 (April 1992), 1992, vol. 266.

ROGERS, J. J. W. A history of continents in the past three billion years. *The Journal of Geology*, 1996, vol. 104.

SALGADO-LABORIAU, M. L. *História Ecológica da Terra.* 2ª ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1994.

SCHOPF, J. W. *Ritmo e modo da evolução microbiana pré-cambriana.* São Paulo: Instituto de Estudos Avançados (USP), nº 23, 1995, vol. 9.

VEEVERS, J. J. *Tectonic-climatic supercycle in the billion-year plate-tectonic eon: Permian Pangean icehouse alternates with Cretaceous dispersed-continents greenhouse.* Sedimentary Geology, 1990, vol. 6.

24
A TERRA, A HUMANIDADE
E O DESENVOLVIMENTO
SUSTENTÁVEL
Umberto G. Cordani
Fabio Taioli

Vimos nos capítulos anteriores que a Terra é um sistema vivo, com sua dinâmica evolutiva própria. Montanhas e oceanos nascem, crescem e desaparecem, num processo cíclico. Enquanto os vulcões e os processos orogênicos trazem novas rochas à superfície, os materiais são intemperizados e mobilizados pela ação dos ventos, das águas, das geleiras. Os rios mudam constantemente seus cursos e fenômenos climáticos alteram periodicamente as condições de vida e o balanço entre as espécies.

A Terra, graças à sua evolução ao longo de alguns bilhões de anos, propiciou condições para a existência de vida, vindo a ser, hoje, a casa da **humanidade**. É sobre ela que vivemos, construímos nossas edificações, e dela extraímos tudo o que é necessário para manutenção da espécie, tal como água, alimentos e **matérias-primas** para produção de **energia** e fabricação de todos os produtos que usamos e consumimos. Contudo, também é nela que depositamos nossos **resíduos**, tanto industriais como domésticos.

As primeiras intervenções da humanidade nos processos naturais coincidem com o domínio do fogo. A partir daí os seres humanos começam a modificar as condições naturais da superfície do planeta. Estima-se que a exploração mineral iniciou-se há 40.000 anos, quando a hematita era minerada na África para ser utilizada como tinta para decoração. No entanto, os registros mais antigos do uso artificial da Terra e sua exploração mais ativa são de 8.000 a.C., com o início da chamada revolução agrícola. Desde então a humanidade explora os recursos naturais do planeta e modifica a superfície terrestre para atender às suas necessidades que crescem continuamente com o desenvolvimento das civilizações. Por outro lado, a constante e crescente exploração dos recursos naturais tem ocasionado intensas pressões sobre o ambiente em determinadas regiões, prejudicando a própria vida.

Fig. 24.1 Evolução populacional mostrando tendência exponencial.

A História fornece exemplos de diversas civilizações antigas que perderam sua importância por terem degradado o ambiente em que viviam. Vários séculos atrás, a civilização da Mesopotâmia utilizava intenso sistema de **irrigação** que, pelo manejo intenso e impróprio, levou à **salinização** dos solos e sua conseqüente degradação para a agricultura. Também a civilização Maia, na América Central, entrou em decadência pela má utilização do solo, o que provocou intensa **erosão** e escassez de água.

Por outro lado, se analisarmos o histórico da ocupação da Terra pela humanidade, a população global era da ordem de 5 milhões de habitantes 10.000 anos atrás, cresceu para 250 milhões no início da era Cristã, e atingiu 1 bilhão em torno do ano de 1850. Segundo estimativas da Organização das Nações Unidas (ONU), atingimos cerca de 6 bilhões de pessoas no ano 2000, o que caracteriza um crescimento populacional segundo uma curva exponencial, como mostra a Fig. 24.1.

É interessante lembrar que por volta de 1800 Thomas Malthus (1766 - 1834) sugeriu que a taxa de crescimento populacional era muito maior do que a capacidade do nosso planeta de produzir subsistência para a humanidade. Se os limites de subsistência ainda não foram superados, isto se deve basicamente a duas razões:

1) a ocupação e exploração de novas áreas. Para se ter uma idéia, durante o século XIX a área de terras aradas, ou seja, destinadas à agricultura, cresceu 74% em relação às terras aradas no século anterior. Tal crescimento deu-se através do desflorestamento de enormes áreas, observando-se, no fim do século XX, taxas anuais da ordem de 1,7% na África, 1,4% na Ásia e 0,9% nas Américas Central e do Sul;

2) os enormes progressos tecnológicos, em todas as áreas do conhecimento, levam a uma maior produção de alimentos por área cultivada graças ao uso

◄ Cultivo de arroz em terraços criados sobre encostas, na Indonésia. Foto: Stock Photos.

intenso de fertilizantes, agrotóxicos e sementes desenvolvidas em laboratório, o que, em contrapartida, impõe a implementação de complexos sistemas produtivos, de transporte e de abastecimento.

As características de desenvolvimento acima descritas exigem um consumo cada vez maior de matérias-primas tanto minerais como energéticas. Estima-se que o consumo de matérias-primas minerais varia entre 8 ton/ano por pessoa nas regiões menos desenvolvidas e de 15 ou até 20 ton/ano por pessoa nas mais desenvolvidas. Além disso, o consumo de energia por habitante parece aumentar dependendo do estágio de desenvolvimento em que a sociedade se encontra, conforme mostram as Figs. 24.2 e 24.3, levando a supor que, quando os povos se desenvolvem, cresce a demanda de energia per capita.

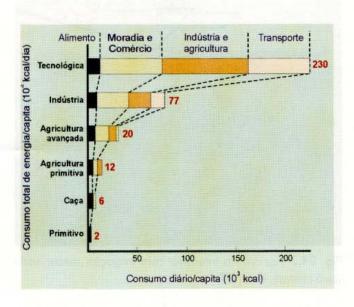



Fig. 24.2 Consumo de energia por habitante nos diferentes estágios de desenvolvimento da humanidade.

Para possibilitar o conforto da população atual da Terra, o volume de materiais mobilizados pela humanidade (materiais para construção, minerais e minérios) é maior do que aquele mobilizado pelos processos geológicos característicos da dinâmica externa da Terra. Tal constatação coloca a humanidade não só como um efetivo "agente geológico", mas como o mais importante modificador da superfície do planeta na atualidade.

Paralelamente, o processo de ocupação de novas áreas para a garantia de suprimento das necessidades da humanidade leva à domesticação e criação de algumas espécies animais, protegidas e utilizadas como alimento, enquanto outras, consideradas daninhas, são

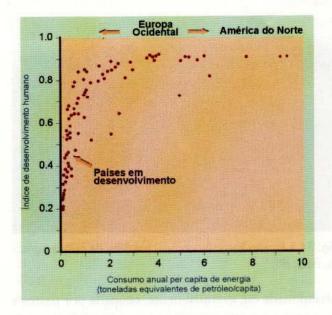



Fig. 24.3 Consumo de energia em relação ao índice de desenvolvimento humano, que leva em conta a expectativa de vida, mortalidade infantil, grau de escolaridade e poder de compra da população.

extintas (Fig. 24.4), provocando perdas irreversíveis à biodiversidade do planeta e causando desequilíbrios ecológicos.

Com a evolução agrícola, as civilizações que povoaram a Europa, o Mediterrâneo, a Ásia Menor, a Índia e o Leste Asiático modificaram por completo os territórios ocupados, explorando seus bosques e florestas e transformando-os em campos agrícolas. De maneira coerente o modelo de colonização adotado pelos europeus nas Américas e África, e particularmente no Brasil a partir do século XVIII, baseia-se no desmatamento de extensas áreas florestadas para exploração da madeira. A área desmatada pode ser

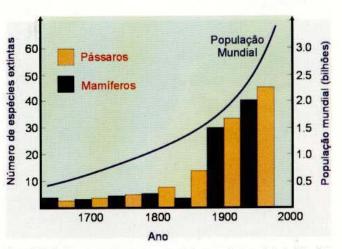



Fig. 24.4 Comparação entre o número de espécies de pássaros e mamíferos extintos com o crescimento demográfico.

Fig. 24.5 Erosão linear (boçoroca) em área de cultivo agrícola. Foto: IPT.

abandonada ou, eventualmente, ocupada por pastos e por uma pecuária extensiva que, à medida que são disponibilizados melhores meios de comunicação, progride para uma agricultura intensiva. A extração da floresta e sua substituição por uma vegetação rasteira, freqüentemente manipulada de forma inadequada, leva à maior exposição do solo, que passa a ser mais suscetível aos agentes erosivos, com sua conseqüente desestruturação e perda da capacidade de absorção de água, o que provoca maior escoamento superficial que, por sua vez, intensifica a erosão (Fig. 24.5). **Perda de solo** causará, de modo complementar, **assoreamento** dos rios (Fig. 24.6), dos lagos e finalmente a deposição de material sedimentar nas plataformas continentais dos oceanos.

Com a exaustão do solo, as populações procurarão novas áreas que sofrerão o mesmo processo de ocupação e degradação. Nas áreas em que a agricultura intensiva é implantada, quase sempre em associação com técnicas de irrigação, o desequilíbrio ecológico se faz presente, obrigando ao uso excessivo de fertilizan-

Fig. 24.6 Assoreamento de rio causado por uso impróprio do solo. Foto: IPT.

tes e agrotóxicos. Tais práticas são extremamente agressivas ao solo, podendo levar à sua salinização. Além disso, podem provocar a **contaminação** tanto das águas superficiais como das subterrâneas, inviabilizando o aproveitamento da região por longo período de tempo, ou mesmo permanentemente, visto que as águas subterrâneas deslocam-se a velocidades extremamente baixas, e não se renovam facilmente.

A necessidade de maior produtividade da área cultivada obriga a uma modernização e progressiva mecanização da agricultura (Fig. 24.7), o que cria um grave problema social na medida em que alija os trabalhadores rurais do seu mercado de trabalho tradicional, fazendo com que grandes contingentes se

Fig. 24.7 Agricultura intensiva com irrigação mecanizada (pivô central). Foto: IPT.

mudem para as áreas urbanas à procura de novas oportunidades. Nos países menos desenvolvidos, esses trabalhadores chegam às metrópoles sem condições financeiras e instrução adequadas para competir no mercado de trabalho. Em muitos casos, estabelecem-se em áreas periféricas geralmente inadequadas para ocupação, onde a vegetação é retirada e cortes e aterros são construídos sem o mínimo controle técnico. Tais alterações do meio físico aumentam a vulnerabilidade das populações, como é o caso de construções em áreas de risco sujeitas a escorregamentos. (Fig. 24.8).

Esse fenômeno é específico dos países menos desenvolvidos e dos bolsões de pobreza no hemisfério norte, com populações ocupando vertentes de vulcões ativos, planícies de inundação, zonas sujeitas a movimentos de massa e avalanches, mangues etc. A

Fig. 24.8 Escorregamento em área urbana de Campos de Jordão (SP) com várias edificações em área de risco. Foto: IPT.

ocupação de áreas de risco coloca em permanente evidência as desigualdades sociais e econômicas e cria um estado de contínua tensão social.

A taxa de crescimento populacional nos países menos desenvolvidos é muito maior do que aquela dos países desenvolvidos, onde na maioria dos casos há uma população estável e, devido às melhores condições de vida, expectativas de vida mais elevadas. Essa distribuição populacional leva a crer que, mesmo que as taxas de natalidade nos países menos desenvolvidos decresçam, um patamar de relativa estabilidade populacional na Terra só será atingido depois de 2050 quando, estima-se, a população mundial será em torno de 10 a 11 bilhões de pessoas (Fig. 24.9).

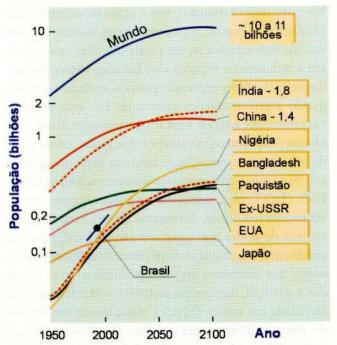



Fig. 24.9 Estimativa de crescimento populacional para diversos países durante o século XXI.

Os países mais desenvolvidos caracterizam-se por um perfil de consumo exagerado tanto de matérias-primas como de energia (ver Fig. 24.3). Conseqüentemente, produzem enormes quantidades de resíduos, como nos Estados Unidos da América, onde cada habitante gera cerca de uma tonelada de resíduos por ano, que têm de ser dispostos em áreas apropriadas para essa finalidade.

Na busca de uma melhor qualidade de vida, a tendência seguida pelos países menos desenvolvidos é atingir os padrões de consumo dos países industrializados do Hemisfério Norte. Entretanto, fica evidente que isso levaria a níveis insustentáveis de consumo de matérias-primas e combustíveis, de maneira que as nações em desenvolvimento deverão buscar caminhos diferentes, evitando o mesmo nível de consumo e desperdício praticados naqueles países, uma vez que os recursos globais são limitados.

24.1 Como Nasceu o Conceito de Desenvolvimento Sustentável?

Estudos sobre desenvolvimento iniciaram-se por volta de 1950, quando muitos territórios coloniais tornaram-se independentes. A Organização das Nações Unidas (ONU) denominou a década seguinte como a Primeira Década das Nações Unidas para o Desenvolvimento, acreditando que a cooperação internacional proporcionaria crescimento econômico pela transferência de tecnologia, experiência e fundos monetários, resolvendo, assim, os problemas dos países menos desenvolvidos. Na realidade tais ações mostraram-se inócuas, uma vez que criaram uma total dependência, não só econômica, mas também tecnológica, daqueles países com os do Mundo Desenvolvido, aguçando as discrepâncias já existentes.

A questão ambiental, fundamental para qualquer plano de desenvolvimento, começou a ganhar destaque nos meios de comunicação por volta de 1960. Na época, vários países em desenvolvimento, inclusive o Brasil, consideravam inviável incluir grandes programas de conservação ambiental em seus programas nacionais, pois acreditavam que poluição e deterioração ambiental eram conseqüências inevitáveis do desenvolvimento industrial. Evidentemente tal atitude foi conveniente para os países mais desenvolvidos pois, ao mesmo tempo que restringiam a implantação de indústrias poluidoras em seus territórios, tinham para quem transferir sua tecnologia, e ainda, garantiam o suprimento de bens provenientes dos

países menos desenvolvidos que encorajavam a instalação dessas indústrias.

No final dessa década, a humanidade ganhou um aliado importante para a melhor compreensão da dinâmica terrestre, com as missões espaciais e a implantação de um sistema de satélites para o sensoriamento remoto da Terra, o que possibilitou o monitoramento integrado dos vários processos atmosféricos e climáticos, e forneceu a visão do planeta sob nova perspectiva global.

Em 1972, na Conferência das Nações Unidas sobre o Ambiente Humano (em Estocolmo) foi reconhecido o relacionamento entre os conceitos de conservação ambiental e desenvolvimento industrial; foram discutidos os efeitos causados pela falta de desenvolvimento e surgiram as idéias de "poluição da pobreza e ecodesenvolvimento".

Uma reavaliação do conceito de desenvolvimento orientou a Terceira Década das Nações Unidas para o Desenvolvimento (1980 - 1990), quando foram buscadas estratégias de distribuição, visando uma melhor repartição dos benefícios do eventual crescimento da economia mundial.

Na década seguinte, a ONU resolveu criar uma comissão para efetuar um amplo estudo dos problemas globais de ambiente e desenvolvimento, e em 1987 essa comissão apresentou o Relatório Brundtland (Nosso Futuro Comum), no qual foi introduzido o conceito de **desenvolvimento sustentável**, que preconiza um sistema de desenvolvimento sócio-econômico com justiça social e em harmonia com os sistemas de suporte da vida na Terra. Portanto, passa-se a reconhecer a necessidade da manutenção do equilíbrio ambiental e do alcance de justiça social. Em tal cenário, haveria uma melhor qualidade de vida coletiva, com as necessidades básicas da humanidade atendidas e alguns de seus "desejos", sem que houvesse comprometimento do suprimento de recursos naturais e da qualidade de vida das futuras gerações. Portanto, como corolário, o desenvolvimento sustentável preconiza disponibilizar recursos que atendam às necessidades básicas de cerca de 80% da população da Terra, que no fim do século XX vive em países menos desenvolvidos.

Em 1992 realizou-se no Rio de Janeiro a Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento, ocasião em que o problema ambiental ocupou importante espaço nos meios de comunicação de todo o globo. Como resultado dessa Conferência, foi elaborada a Agenda 21, que representa um compromisso político das nações de agir em cooperação e harmonia na busca do desenvolvimento sustentável. A Agenda 21 reconhece que os problemas de crescimento demográfico e da pobreza são internacionais. Para sua solução, deve-se desenvolver programas específicos locais e regionais, associados entretanto a programas de meio ambiente e desenvolvimento integrados, com apoio nacional e internacional. Passada quase uma década, não se percebe que os grandes problemas levantados naquela ocasião tenham sido atacados. Ao contrário, os dois maiores problemas globais – o crescimento demográfico e a pobreza – têm se aguçado diante da nova ordem econômica que surgiu nas últimas décadas do século XX.

24.2 A Globalização e a Dinâmica Social do Final do Século XX

A **globalização**, a nova ordem econômica e social mundial, impôs uma transformação epistemológica fundamental para as ciências sociais, em que o seu paradigma clássico, baseado nas sociedades nacionais, foi modificado pela necessidade de levar em conta a realidade de uma "sociedade global", implicando uma intensificação das relações sociais em escala mundial, associando localidades distantes de tal maneira que acontecimentos locais são influenciados por eventos que podem ocorrer em qualquer lugar do mundo.

A globalização recoloca em discussão muitos dos conceitos das ciências políticas. Por exemplo, devem ser reformuladas as noções de soberania e hegemonia, associadas aos Estados-nação como centros de poder. Na nova ordem mundial, sob a égide da economia capitalista neoliberal, operam novas forças sociais, econômicas e políticas, em escala mundial, que desafiam e reduzem os espaços dos Estados-nação, mesmo daqueles de maior expressão política, anulando ou obrigando a reformulações profundas em seus projetos nacionais. As nações buscam se proteger formando blocos geopolíticos, no interior dos quais cedem parte de sua autodeterminação, e também fazendo acordos sob os auspícios de organizações internacionais (ONU, FMI, GATT, etc.), sujeitando-se às suas normas e conveniências temporais. Ao mesmo tempo, surgem novos centros de poder que agem em escalas local, regional, continental e mundial, e dispõem de condições para se impor aos diferentes regimes políticos através de redes e alianças, de seus planejamentos detalhados e da facilidade em tomar decisões instantâneas em virtude do fluxo de informações que lhes são disponíveis: são as grandes **empresas multinacionais** e os conglomerados transnacionais.

As multinacionais normalmente possuem recursos humanos entre os melhores de cada especialidade, os mais avançados recursos tecnológicos e sistemas de comunicação instantâneos, o que lhes permite controlar, na esfera de seus interesses, a produção e comércio de bens e boa parte das finanças internacionais. Dispõem de mais recursos financeiros do que a maioria dos bancos centrais até mesmo de alguns países desenvolvidos e, dessa forma, podem especular contra a estabilidade de várias moedas nacionais, auferindo lucros ainda maiores e freqüentemente influenciando fortemente o destino político dos países. Ao mesmo tempo, os Estados enfraquecidos perdem sua capacidade de controlar o fluxo de capitais na medida em que diminui sua capacidade de gerar recursos através de taxas e impostos. Portanto, tais países têm reduzido sua capacidade para investimentos públicos ou para orientar adequadamente os investimentos privados, no sentido de atender com prioridade aos segmentos mais necessitados de suas populações.

O projeto político neoliberal vigente privilegia o livre comércio, com redução ou abolição de tarifas alfandegárias, e induz a retração dos Estados das funções de produção e planejamento, fazendo com que as privatizações sejam a opção natural existente no mundo globalizado. No entanto, tal modelo econômico não está conseguindo reduzir a pobreza no mundo. Ao contrário, mesmo no país mais forte economicamente (EUA), tem aumentado a desigualdade entre ricos e pobres, assim como a proporção destes na população. Mais ainda, a economia neoliberal não conseguiu fazer com que o crescimento econômico na grande maioria dos países, por mais desenvolvidos que sejam, favorecesse a diminuição da taxa de desemprego.

O aumento da riqueza sob controle de grupos privados é o melhor indicador da mudança de poder advinda com a globalização. Não se trata apenas de empresas multinacionais, mas também de outros atores maiores, como os grandes fundos de investimentos, fundos de pensão ou similares, sediados em países desenvolvidos, mas que operam em qualquer lugar do mundo. Trata-se de investimento especulativo, composto pelos capitais voláteis, que se movimentam rapidamente em transações controladas por redes eletrônicas, ignorando territórios e fronteiras nacionais, sem qualquer possibilidade de controle por parte dos Estados ou das organizações internacionais do setor.

A globalização da economia, que atende especialmente aos interesses das corporações transnacionais e dos grandes investidores, acaba pressionando os governos, que de qualquer forma têm de estar inseridos na economia mundial, a estabelecer normas e leis nacionais segundo o ideário neoliberal. Desta forma, surgem medidas como eliminação de tarifas alfandegárias, liberação do fluxo de capitais, privatização dos serviços públicos essenciais, etc., colocando setores estratégicos dos países nas mãos da iniciativa privada. Torna-se portanto difícil colocar em prática determinadas políticas públicas e estratégias alternativas de desenvolvimento regional ou nacional que visem a uma melhor distribuição da riqueza.

Fica claro, pelo exposto, que a globalização da economia tem sido um retrocesso com relação ao caminho que a Agenda 21 preconizou à humanidade, visando à **sustentabilidade** de vida no planeta, principalmente porque os paradigmas associados à qualidade de vida são aqueles da sociedade de consumo, com seus desperdícios e injustiças sociais e a degradação ambiental em nível global.

Se os Estados estiverem perdendo a capacidade de planejar e de coordenar seus próprios processos de **desenvolvimento**, quem poderia substituí-los no novo contexto da globalização? É possível imaginar que o mercado global possa ser capaz de promover o desenvolvimento econômico no mundo todo e, ao mesmo tempo, tomar conta dos aspectos sociais na busca da sustentabilidade? Como compatibilizar a influência do Estado e as forças da globalização? Como induzir sentimentos **éticos**, de **solidariedade** e de responsabilidade nos diversos segmentos com poder econômico, para que eles contribuam espontaneamente para o processo de desenvolvimento, sacrificando, se for o caso, alguns de seus objetivos restritos, em nome do bem-estar comum da sociedade? Como induzir os mesmos sentimentos de solidariedade nos setores que vêm sofrendo empobrecimento com a política neoliberal de globalização? É viável pensar em um governo supranacional ou global?

A ONU pode ser vista como o embrião de um poder político central e mundial. No entanto, durante mais de meio século de vida, ela se constituiu em um espaço de discussões intermináveis e pouco eficazes, e pela falta de ações que deveriam se seguir aos compromissos assumidos em suas assembléias gerais e conferências.

Além disso, as organizações internacionais, e inclusive a própria ONU, acabam priorizando os interesses das nações desenvolvidas, com maior poder de influência, cujos problemas internos contrastam com os das nações em desenvolvimento e, paradoxalmente, são as que mais exercem pressão sobre o ambiente global, com seus altos índices de consumo de energia e matérias-primas.

24.3 Papel das Geociências no Século XXI

Como vimos nos capítulos anteriores, as Geociências abrangem os aspectos que envolvem a dinâmica da evolução do planeta e seus processos naturais, incluindo-se aqui de modo especial aqueles que se manifestam em sua superfície.

Como uma Ciência Natural, a Geologia busca aprimorar o conhecimento do planeta, a par da Geofísica, Oceanografia, Meteorologia, Botânica, Zoologia, etc. Entretanto, para uma efetiva contribuição na solução das dificuldades que a sociedade enfrenta, para controle e gerenciamento dos processos naturais, os geocientistas devem, cada vez mais, estar sintonizados com os profissionais de outras especialidades, e principalmente com os cientistas sociais e humanos, para se fazerem ouvir, principalmente pela classe política, nas discussões que envolvem a sustentabilidade do planeta. Em tal cenário, os geocientistas e os profissionais da Geologia devem ocupar o lugar que é inerente à sua formação, e exercer sua experiência e competência nos campos de atividade discriminados a seguir.

Monitoramento contínuo dos processos evolutivos do planeta

A Terra tem sua dinâmica própria, com flutuações e modificações ao longo do tempo, nas suas diversas escalas. Os geocientistas conhecem a dinâmica do "Sistema Terra" e dominam as ferramentas para o monitoramento das suas mudanças, a exemplo das redes internacionais de observações meteorológicas e sismológicas, da utilização de sensoriamento remoto para monitoramento dos fenômenos atmosféricos e oceanográficos, dos regimes hidrológicos, dos padrões de vegetação, do uso e ocupação territorial, etc.

Alguns exemplos práticos dessa atuação podem ser citados: 1) as análises dos testemunhos de sondagem do Projeto Vostok no gelo da Antártica, com registro contínuo de aproximadamente 420.000 anos de variações climáticas; 2) as medidas sistemáticas de temperatura e de nível do mar, que permitiram alertar sobre os problemas que poderão ocorrer em conseqüência do **aquecimento global** do planeta e do derretimento das calotas polares; 3) redes sismológicas que permitem antecipar grandes erupções vulcânicas a tempo de evacuar populações assentadas em áreas de risco.

Com a disponibilidade de sistemas de monitoramento e posicionamento globais de grande precisão, e gerando informações em tempo real, os geocientistas deverão ocupar um papel cada vez mais importante nas diversas atividades em que seu trabalho se aplica. As informações disponíveis pelo monitoramento podem ser críticas para a tomada de decisões de planejamento de uso e ocupação dos territórios, com vistas à melhor e mais apropriada disposição espacial das atividades econômicas, as quais devem se adaptar às características naturais do espaço físico, em consonância com os preceitos do desenvolvimento sustentável.

Busca, gerenciamento e fornecimento de recursos minerais

A prospecção, gerenciamento e fornecimento de recursos minerais são atividades tradicionais dos geocientistas, inseridas em um complexo contexto econômico no qual os minérios são considerados mercadorias padronizadas (*commodities*). Os empreendimentos mineiros devem levar em consideração, além da quantidade, teores e localização geográfica dos minérios, os equipamentos utilizados para sua extração, beneficiamento e transporte, bem como os aspectos de mercado.

Na década de 80, o setor mineral sofreu séria retração devido a diversos fatores, entre eles o crescimento da reciclagem industrial, a substituição de diversos metais por novos materiais, e a liberação de estoques estratégicos graças ao fim da Guerra Fria e a inserção mais acentuada dos países do leste europeu no mercado internacional. Por outro lado, com a expansão populacional, os padrões de demanda persistem, aliados a uma maior necessidade de minerais não-metálicos e materiais de construção que, com a crescente preocupação nas conseqüências ambientais, lançam novos desafios nas atividades de mineração.

Os recursos minerais da Terra são finitos. Dentro do panorama econômico e com o conhecimento tecnológico atual, não se pode pensar que a humanidade possa manter os níveis atuais de consumo de recursos minerais, com a população atingindo cerca de 11 bilhões em 2050.

Qual será o caminho a ser seguido para garantir o suprimento de matérias-primas minerais para tantos habitantes do planeta? Provavelmente deverão ser concentrados esforços para melhorar o aproveitamento mineral por meio de tecnologias de concentração mais eficientes, visando o aproveitamento integral dos materiais mobilizados durante a mineração. Isso, aliado à maior reciclagem de material, poderá fazer com que muitos dos

modelos tradicionais de jazidas minerais se tornem obsoletos, sendo abandonados e substituídos por outros que levem em consideração toda a cadeia econômica na qual o custo ambiental ocupará um percentual importante. Em conseqüência, é de se esperar que o geocientista envolvido em atividades da indústria mineral trabalhe, de forma criativa e inovadora, muito mais próximo dos setores de decisão econômica, assim como das engenharias de metalurgia, de transporte e também na reabilitação dos ambientes afetados pelos trabalhos de extração do bem mineral.

Busca, gerenciamento e fornecimento de recursos energéticos

Os **combustíveis fósseis** sempre foram um dos principais alvos prospectivos das atividades dos geocientistas. O petróleo e o gás natural, que levam milhões de anos para serem formados, têm reservas finitas e distribuição irregular na Terra (Cap. 22), com grande concentração de petróleo no Oriente Médio e de gás na Rússia. A continuar a sua extração na proporção efetuada no final do século XX, e com a perspectiva de aumento devido à expansão populacional, mesmo encontrando novos depósitos em áreas a serem desenvolvidas, as reservas deverão se esgotar em 2 ou 3 séculos.

Novas tecnologias de prospecção e recuperação nos campos petrolíferos têm obtido avanços significativos, assim como a busca de petróleo no mar, em águas profundas. À medida que os hidrocarbonetos escasseiam, serão necessários esforços adicionais nesta área, obrigando a uma maior interação entre os geocientistas, engenheiros de diversas especialidades, e profissionais ligados aos estudos econômicos. Antigos campos petrolíferos poderão inclusive ser "minerados" para aproveitar as reservas não recuperadas por falta de tecnologia apropriada. Nesse contexto, os setores mineral e de hidrocarbonetos deverão compartilhar suas respectivas experiências de forma a obter os melhores resultados.

As reservas de carvão mineral permitirão seu uso por mais tempo, devido às enormes reservas conhecidas como as localizadas na China. Porém, da mesma forma, trata-se de recurso não renovável e também de distribuição irregular na Terra.

A queima de combustíveis fósseis, com a liberação de CO_2 e CO na atmosfera, acarreta conhecidos problemas ambientais, sendo a maior responsável pelo aumento do **efeito estufa** do planeta, e portanto do aquecimento global.

A energia gerada pela **fissão nuclear** é uma alternativa amplamente utilizada, principalmente no Japão e na França. Por outro lado, a implantação de novas usinas não tem ocorrido, e alguns países (e.g. Alemanha) estão substituindo esta forma de geração de energia por apresentar o grave e ainda não resolvido problema da disposição dos rejeitos radioativos, de alta periculosidade para o meio ambiente. Cabe aos geocientistas a enorme responsabilidade de dispor de tais rejeitos, e inclusive os já produzidos, de forma a garantir a saúde das gerações futuras.

A implantação de usinas **hidrelétrica**s será cada vez mais difícil, uma vez que tal alternativa interrompe o fluxo natural dos rios, gerando de um lado a salinização e assoreamento progressivo destes reservatórios e, de outro, a diminuição ou mesmo interrupção do aporte de sedimentos aos oceanos, ocasionando alteração dos **ecossistemas** a jusante e deflagração de processos erosivos na costa oceânica. Adicionalmente, as melhores locações já foram utilizadas. De toda forma, a instalação de novas usinas deverá contar com uma participação maior de geocientistas, tanto nas atividades tradicionais da busca de materiais de construção e análise geológica da região afetada, como na modelação e previsão das alterações geológicas e ecológicas locais e regionais que possam advir. Com relação às usinas já implantadas, soluções deverão ser encontradas para minimizar o assoreamento dos reservatórios e a salinização das águas.

A alternativa de produção de energia a partir de anomalias geotérmicas, adotada hoje nas regiões de alto fluxo térmico, poderá se tornar viável mesmo nas regiões de baixo fluxo térmico (aproveitamento de baixa entalpia) à medida que a tecnologia se aperfeiçoa. A definição dos locais mais apropriados para seu aproveitamento é, sem dúvida, responsabilidade dos geocientistas.

A busca pela sustentabilidade do planeta fará com que a energia solar e suas variantes (eólica, marés e biomassa) contribuam com maior percentual na matriz energética dos países. Deverão contar, a exemplo do que já ocorre, com importante participação dos geocientistas na escolha dos locais mais apropriados para sua implantação, e nas fases de operação e manutenção.

Conservação e gerenciamento dos recursos hídricos

A disponibilidade de água é vital para a humanidade. No final do século XX, mais de 250 milhões de pessoas no mundo sofriam com escassez crônica de água. Pode-se lembrar que um dos motivos da guerra entre os

israelenses e árabes em 1967 foi a ameaça dos árabes de desviarem as águas do rio Jordão, que fornece cerca de 60% da água consumida na Jordânia. Considera-se que mais conflitos entre países possam ocorrer à medida que a disponibilidade de água se torne mais crítica pois, a exemplo de quase todos os recursos naturais, sua distribuição no planeta não é regular.

Cabe aos geocientistas o estudo e gerenciamento da água subterrânea, cuja quantidade no planeta (Cap. 20), muito maior do que a água de superfície, permite certa tranqüilidade quanto à disponibilidade futura do recurso. Por outro lado, se a água de superfície é rapidamente renovada pelo ciclo hídrico, o que permite a restauração de sua qualidade, a renovação da água subterrânea é extremamente mais lenta, sendo, por isso, muito mais vulnerável à poluição. Isto se torna mais crítico nas regiões metropolitanas, onde a grande concentração populacional impõe a instauração de complexos sistemas de distribuição de água, coleta e tratamento de esgotos e resíduos domiciliares e industriais, etc. Muitas vezes tais sistemas se apresentam muito vulneráveis, e acarretam contaminação em importantes reservas naturais. Neste aspecto, os geocientistas devem influir fundamentalmente na busca de processos econômicos de remediação e recuperação dos aqüíferos.

Por compreender a dinâmica envolvida no ciclo hidrológico, o geocientista tem a tarefa importante de levar ao conhecimento dos políticos, industriais, agricultores e principalmente a população em geral a necessidade da preservação dos mananciais.

Conservação e gerenciamento de solos agrícolas

Solos aráveis, produto final da alteração intempérica das rochas, levam muitos milhares de anos para serem formados. Os solos ideais possuem bom suprimento de nutrientes, estrutura e mineralogia adequadas para a retenção de água e hospedagem de microorganismos, bem como espessura suficiente para suportar vários tipos de vida vegetal. Por outro lado, em terrenos utilizados exaustivamente na agricultura, muito solo é perdido por diversos fatores, entre os quais a salinização devida à irrigação imprópria, a contaminação tóxica pelo uso incorreto e/ou intenso de fertilizantes e pesticidas, e a erosão devida ao manejo inadequado, com cultivo em declives, desflorestamento e atividades extrativas.

Segundo estudos recentes, áreas já degradadas perfazem cerca de 300 milhões de hectares na África, 440 milhões de hectares na Ásia e 140 milhões de hectares na América Latina. Além disso, cerca de cinco a sete milhões de hectares de áreas agrícolas são perdidos anualmente para os oceanos, sendo impossível recuperá-los. Por exemplo, 40% da área originalmente apta à agricultura na Índia encontram-se parcialmente ou totalmente degradados. Na Bacia do Paraná (principalmente PR e SP) diversas e extensas áreas apresentam-se improdutivas, ocupadas por grandes feições erosivas denominadas **boçorocas (Fig. 24.5)**, formadas a partir de erosão intensa ocasionada pelo desmatamento, uso inadequado do solo e descuido no gerenciamento das águas superficiais. Em áreas urbanas, apesar do alto grau de impermeabilização do solo promovido pelas edificações e pavimentos, o problema de erosão também se faz presente de forma intensa, devido à exposição de extensas áreas de solo sem qualquer proteção. Em vista disso, a par dos depósitos minerais e combustíveis fósseis, os solos devem ser também considerados como recursos naturais não renováveis, de importância vital a sua conservação e adequada utilização.

Observa-se uma diversidade muito grande entre as práticas de conservação do solo utilizadas em diferentes regiões do planeta. Naquelas próximas dos principais centros consumidores, que já sofreram certa degradação pelo manejo impróprio dos solos, os agricultores têm uma crescente preocupação com sua conservação, adotando práticas simples e eficientes, de baixo custo, aliadas a diversas técnicas de monitoramento das condições atmosféricas e da variação das propriedades do solo ao longo do tempo. Têm também buscado o auxílio de sensoriamento remoto na avaliação da eficácia dos processos produtivos adotados. No entanto, nas chamadas **fronteiras agrícolas**, áreas recentemente desflorestadas, continuam a se repetir os erros e descuidos de antigamente. Neste aspecto, os geocientistas deverão atuar junto aos agricultores na busca das soluções técnicas e economicamente viáveis para evitar ou mitigar a perda de áreas produtivas devido ao manejo inadequado e conseqüente erosão, contaminação dos recursos hídricos, e assoreamento dos reservatórios.

Redução de desastres naturais

Outra missão fundamental dos geocientistas é o conhecimento, o mais completo possível, dos fenômenos naturais que podem provocar grandes catástrofes como terremotos, erupções vulcânicas (tanto de lavas como de cinzas), ciclones tropicais, inundações, **escorregamentos** de terra, secas prolongadas, etc. Tais **desastres naturais**, além de provocarem grandes perdas de vidas e propriedades (Fig. 24.10), podem ocasionar também atrasos na evo-

lução do desenvolvimento econômico, especialmente para os países mais pobres. A importância deste tema levou a ONU a chamar a década de 1990 de a "Década Internacional para Redução de Desastres Naturais". Cabe às ciências da Terra a tarefa de fornecer os instrumentos para prevenir tais desastres naturais e preparar as comunidades para reduzir sua vulnerabilidade. Isto é muito importante nas áreas urbanas onde, como já mencionado, os processos são catalisados pela desorganizada ocupação antrópica.

Em termos de desastres naturais, a diferença de vulnerabilidade entre os países desenvolvidos e em desenvolvimento é marcante. Por exemplo, terremotos de mesma magnitude ocorridos recentemente provocaram apenas pequenos danos em São Francisco (Estados Unidos, 1992) devido às construções anti-sísmicas, enquanto na Armênia (1987), num terremoto de intensidade similar, morreram mais de vinte mil pessoas.

Um exemplo brasileiro bem sucedido da aplicação do conhecimento dos processos geológicos na redução de acidentes é a correlação entre as taxas de precipitação pluviométrica e a ocorrência de escorregamentos na Serra do Mar (SP) (Fig. 24.11). Através do estudo de inúmeros casos históricos de escorregamentos, foram definidas pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo – IPT áreas ocupadas que apresentavam risco, bem como os limites críticos de precipitação que deflagravam processos de escorregamentos (Fig. 24.12). Quando as precipitações aproximam-se desses limites pluviométricos, os geólogos que atuam em colaboração aos setores de

Fig. 24.10 Escorregamento de grandes proporções ocorrido na cidade de Los Corales, Venezuela. Foto: Sociedad Venezuelana de Geotecnia, 1999.

Fig. 24.11 Cicatrizes deixadas por processos naturais de escorregamentos na Serra do Mar (SP). Foto: L. Soares.

Defesa Civil acionam o alerta que faz transferir a população de áreas de risco para locais seguros. Tal experiência, em prática desde o final da década de 1980, tem evitado periodicamente inúmeros acidentes com vítimas, e a experiência foi transmitida para outras áreas críticas, por exemplo nas cidades de Salvador (BA), Rio de Janeiro (RJ), Petrópolis (RJ), etc.

Disposição adequada de resíduos

A disposição de resíduos domésticos e industriais tem sido objeto de crescente preocupação dos setores de planejamento, da classe política e, mais recentemente, da população em geral. Os espaços para a disposição convencional em aterros sanitários nos grandes centros urbanos estão se esgotando, enquanto nas regiões mais pobres as práticas de disposição de resíduos são muitas vezes impróprias, causando contaminação nos solos e mananciais. Mesmo com a crescente adoção de políticas de reciclagem e

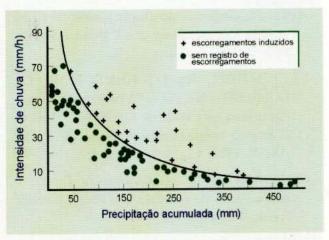



Fig. 24.12 Correlação da taxa de precipitação com escorregamentos. Fonte: IPT.

reaproveitamento industrial de alguns resíduos, continua fundamental a escolha dos locais para a disposição do resíduo final de forma a garantir a saúde e segurança da população, e neste aspecto os geocientistas devem desempenhar importante papel.

24.4 Globalização *versus* Sustentabilidade

Diante do quadro até aqui exposto, entende-se que o modelo econômico baseado na globalização e a política neoliberal caminhe em direção oposta ao desenvolvimento sustentável, o que nos leva a algumas questões:

- até que ponto o "sistema Terra" suportará o crescimento demográfico?
- há condições de se reverter as taxas de crescimento demográfico existentes atualmente e se chegar a uma estabilidade populacional?
- há condições de se garantir qualidade de vida satisfatória a uma população de 11 bilhões de pessoas?
- há condições de melhorar os padrões de vida das populações mais pobres aproximando-os dos padrões do mundo desenvolvido?

Ainda não há respostas definitivas e satisfatórias para tais questões, principalmente levando-se em consideração a estimativa que a população da Terra deverá atingir os 11 bilhões mencionados acima durante a vida de muitos dos leitores deste livro.

Vimos que os geocientistas, graças à sua formação e ao seu conhecimento dos processos naturais, têm condições de contribuir para a solução das muitas dificuldades que deverão surgir neste início do terceiro milênio. O principal problema a ser resolvido é exatamente o do crescimento demográfico, para que se chegue o mais rápido possível a um equilíbrio e estabilidade populacional.

Finalmente, qualquer modelo de desenvolvimento deverá se pautar em padrões éticos que objetivem um melhor equilíbrio nos padrões de consumo entre os povos, de forma a garantir um bem-estar mínimo a toda a população, sem ultrapassar a capacidade do meio ambiente de se regenerar. Nesse contexto, os que têm muito e mais pressionam os ecossistemas do planeta terão de abrir mão de uma parte de seus privilégios para que aqueles que têm pouco possam também viver dignamente. Desta forma, não só os geocientistas mas toda humanidade terá de participar na preservação do Sistema Terra, condição necessária para a própria sobrevivência da espécie humana.

Leituras recomendadas

ABGE – IPT. *Curso de Geologia Aplicada ao Meio Ambiente*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia – ABGE / Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo – IPT, 1995.

Agenda 21. Conferência das Nações Unidas sobre meio ambiente e desenvolvimento. 2ª ed. Brasília: Senado Federal, 1997.

BELLINAZZI, R., Jr.; BERTOLINI, D.; LOMBARDI NETO, F. "A ocorrência de erosão urbana no Estado de São Paulo". *Anais do II Simpósio sobre o Controle de Erosão*. São Paulo: ABGE, 1981, v.1.

CORDANI, U. G. *As Ciências da Terra e a mundialização das sociedades*. São Paulo: Estudos Avançados, 1995, v.9.

DEMENY, P. A perspective on long-term population growth. *Popul. Develop. Rev.*, 1984, v.10.

FYFE, W. S. & CALDWELL, W. G. E. "Earth sciences and global development", in *IUGS* perspective. *Episodes*, 1996, v.19.

GOLDEMBERG, J. *Energy, environment & development*. London: Earthscan Pub., 1996.

MULDER, E. F. J. & CORDANI, U. G. Geoscience provides assets for sustantable development; *Episodes*, 1999, v. 22.

NORSE, D.; JAMES, C.; SKINNER, B. J.; ZHAO, Q. Agriculture, land use and degradation. In Dooge, J.C.I.; Goodman, G.T.; la Rivière, J.W.M.; Marton-Lefèvre, J.; O'Riordan, T.; Praderie, F., editors, *An Agenda of Science for Environment and Development into the 21st Century*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

ZISWILER, V. *Extinct and Vanishing Species*. New York: Springer-Verlag, 1967.

BIBLIOGRAFIA COMPLEMENTAR

ADAMS, P. *Moon, Mars and Meteorites.* 2 ed. British Geological Survey, 1984.

AGER, D. V. *The Nature of the Stratigraphical Record.* 3 ed. Chichester: John Wiley & Sons, 1993.

ALLÈGRE, C. J. *Da Pedra à Estrela.* Lisboa: Dom Quixote, 1987.

ALLEN, J. R. L. *Sedimentary Structures - Their Character and Physical Basis.* Amsterdam: Elsevier, 1984.

ANDERSON, D. L. *The Theory of the Earth.* Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989.

BERNER, E.K.; BERNER, R. A. *The Global Water Cycle:geochemistry and environmental.* Englewoods Cliffs: Prentice Hall, 1987.

BHATTACHARYA, J. P.; WALKER, R. G. "Alluvial deposits". In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (eds.). *Facies Models: response to sea level change.* St. John's: Geological Association of Canada, 1994.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; MATOS, D. J.; WERNER, A. (Eds.). *A Serra do Mar e a Poção Oriental do Paraná.* Curitiba: Secretaria de Estado do Planejamento/Associação de Defesa e Educação Ambiental, 1978.

BLOOM, A. L. *Geomorphology: a systematic analysis of Late Cenozoic landforms.* Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1991.

BOULTON, G. S. "Glaciers and Glaciation". In: DUFF, P. Mcl. D. (ed.) *Home's Princyples of Physical Geology*, 4 ed. London: 1993.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral *Anuário Mineral Brasileiro.* 1997, v. 26.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral *Sumário Mineral.* 1998, v.18.

BROWN, G. C.; MUSSETT, A. E. *The Inaccessible Earth.* London: George Allen & Unwin, 1981.

BROWN, G. C.; Hawkesworth, C. J.; Wilson, R. C. L. *Understanding the Earth: a new synthesis.* Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

BURCHFIEL, B. C. The Continental Crust. *Scientific American*, 1983, v. 249.

CANT, D. J.; WALKER, R. G. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River. Canada, *Sedimentology*, 1978, v. 25.

CAPUTO, V. M.; CROWELL, J. C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin.* Boulder: E. U. A. 1985, v. 96.

CLEMMEY, H. *Oxygen in the Precambrian Atmosphere: an evolution of the Geological evidence.* Geology, 1982, v. 10.

CLOUD, P.; GIBOR, A.. The oxygen cycle. *Scientific American*, 1970, v. 233.

CLOUD, P. *Oasis in Space. Earth History from the Beginning.* New York: W. W. Norton & Company, 1988.

COLLINSON, J. D.; THOMPSON, D. B. *Sedimentary Structures.* London: George Allen & Unwin, 1982.

COWEN, R. *History of Life.* 3ed. Boston: Blackwell Scientific Publications, 2000.

CRÓSTA, A. P. "Estruturas de impacto no Brasil: uma síntese do conhecimento atual". In: *Anais,* Congresso Brasileiro de Geologia, 32. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982.

CROSWELL, K. *Magnificent Universe.* New York: Simon & Schuster, 1999.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, R. *Hidrologia Subterránea.* Barcelona: Omega, 1981.

DAWSON, E.; NEWRTT, R. *The Magnetic Poles of the Earth* J. Geomg, Geoelectr, 1982.

DALRYMPLE, G. B. *The Age of the Earth.* Stanford: Stanford University Press, 1991.

DEMETRIO, J. G. A. *Perfis de temperatura na locação de poços tubulares no cristalino do Nordeste brasileiro.* São Paulo: Instituto de Geociências, USP, 1998 (tese).

DICKINSON, T. *The Universe and Beyond.* Bookingmakers Press Inc. Space Telescope Science Institute, 1999.

DRAGANIC, I. C.; DRAGANIC, Z. D.; ALTIPARMAKOV, D. *Natural nuclear reactors and ionizing radiation in the Precambrian.* Precambrian Research, 1983, v. 20.

DUNBAR, C. O. *Historical Geology.* 2 ed. N. York: John Wiley & Sons, 1960.

EICHER, D. L. *Geologic Time.* 2 ed. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, Inc. 1976.

EICHER, D. L.; MCALESTER, A. L.. *History of the Earth.* Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1980.

EMILIANI, C. *Planet Earth, Cosmology, Geology, and the evolution of life and environment.* Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

EYLES, N. *Earth's glacial record and its tectonic setting.* Amsterdã: Earth Science Reviews, 1993, v. 35.

FEITOSA, F.; MANOEL FILHO, J. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações.* Fortaleza: CPRM, 1997.

FERNANDES, E. S. L.; COELHO, S. T. *Perspectivas do álcool combustível no Brasil.* São Paulo, Instituto de Eletrotécnica e Energia, USP, 1996.

FOSTER, S.; VENTURA, M.; HIRATA, R. *Contaminación de las Aguas Subterráneas: un enfoque ejecutivo de la situación en América Latina y el Caribe en relación con el suministro de agua potable.* Lima: CEPIS Technical Paper, 1987.

FREEZY, R. A.; CHERRY, J. A. *Groundwater.* Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1979.

FRITZ, W. J. ; MOORE, J. N. *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology.* N. York: John Wiley & Sons, 1988.

GOWLER, A. *Underground purification capacity.* IAHS Publication, 1983, v. 142.

GRADSTEIN, F.; OGG, J. Geological timescale. *Episodes,* 1996, v.19.

GRIEVE, R. A. F. *Impact bombardment and its role in proto-continent growth on the early Earth.* Precambrian Res*earch,* 1980, v. 10.

HAMBLIN, W. K.; CHRISTIANSEN, E. H. *Earth's Dynamic Systems.* Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1995.

HARTMANN, W. K.; MILLER, R. *The History of Earth. An illustrated chronicle of an evolving planet.* New York: *Workman Publishing,* 1991.

HIBBARD, M. J. *Petrography to Petrogenesis.* N. Jersey: Prentice Hall, 1995.

HILDEBRAND, A. R.; BOYNTON, W. V. *Cretaceous ground zero.* Natural History, 1991, v. 6.

HOLMES, A. *Principles of Physical Geology.* New York: The Ronald Press, 1965.

HOUGHTON, R. A.; WOODWELL, G. M. Global Climatic Change. *Scientific American,* 1989, v. 260.

JAMES, H. L. Problems of stratigraphy and correlation of Precambrian rocks with particular reference to the Lake Superior region. *American Journal of Science,* 1960, v. 258A.

JEANLOZ, R. The Earth´s Core. *Scientific American,* 1983, v. 249.

KAPITSA, A. P. *et al.*. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica. *Nature,* 1996, v. 381.

KIRSHNER, R. P. The Earth's Elements. *Scientific American,* 1994, v. 271.

LANGEL, R. A.; ESTES, R. H.; MEAD, G. D.; FABIANO, E. B.; LANCASTER, E. R. *Initial geomagnetic field model from MAGSAT vector data.* Geophys. Res. Lett, 1980.

LAZNICKA, P. "Metal source of ore deposits". In: WOLF, K. H. (ed.) *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits,* 1986, v. 12.

LEEDER, M. R. *Sedimentology. Processes and products.* London: George Allen & Unwin, 1982.

LEONARDI, G. Rastros de um mundo perdido. *Ciência Hoje,* 1984, v. 3.

LEVIN, H. L. *The Earth through Time.* 5 ed. Fort Worth: Saunder College Publishing 1996.

LIMA, M. R. *Fósseis do Brasil.* São Paulo: T. A. Queiroz/EDUSP, 1989.

LIPPARD, S. J.; SHELTON, A. W.; GASS, I. G. *The Oplhiolite Of Northem Oman.* Oxford: Blackwell Scientific Publications (Goelogical Society of London Memoir nº 11), 1986.

LOUGHNAN, F. C. *Chemical Weathering of Silicate Minerals.* N. York: Elsevier, 1969.

LOVELOCK, J. *The Ages of Gaia. A biography of our living Earth.* New York: Bantam New Age Books, 1988.

MACKAY, D.; CHERRY, J. *Groundwater Contamination: pump-and-treat remediation.* Environ. Sci.. Technol., 1989, v. 23. (ES & T Series).

MARGAT, J. *Répartition des ressources et des utilisations d'eau dans le monde. disparités présentes et futures.* La Houille Blanches, 1998, v. 2.

MARTINS, R. B.; BRITO, O. E. A. *História da Mineração no Brasil.* Edições Artísticas, 1989.

MASON, B.; MOORE, C. B. *Principles of Geochemistry.* N. York: J. Wiley & Sons, 1982.

MELO, M. S. *A Formação Pariqüera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese.* São Paulo: Instituto de Geociências, USP, 1990 (tese).

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. "Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende – RJ". *Anais*, Academia Brasileira de Ciências, 1985, v. 57.

MIALL, A. D. *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary.* In: MIALL, A. D. (ed.). *Fluvial Sedimentology*. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 1978.

__________ *A review of the braided-rivers depositional environment.* Earth Science Review, 1977, v. 13.

MILLER, A. *Metereología.* Barcelona: Labor, 1972.

MISSÃO PATHFINDER. *Science*, 1997, v. 278.

MIYASHIRO, A. *Metamorphism and Metamorphic Belts.* London: George Allen & Unwin. 1973.

NAÇÕES UNIDAS. *Evaluación general de los recursos de agua dulce del mundo.* PNUD, PNUMA, FAO, UNESCO, OMM, Banco Mundial, OMS, ONUDI, Washington: Stockholm Environment Institute, 1997.

NATIONAL GEOGRAPHIC, 1997, v. 191.

OMETTO, J. G. S. *O álcool combustível e o desenvolvimento sustentado.* PiC Editorial, 1998.

PATTERSON, C. Age of meteorites and the Earth. *Geochimica et Cosmochimica*, 1956, v. 10.

PEEPBLES, J. E., SCHRAMM, D. N., TURNER, E. L., KRON, R. G. The evolution of the Universe. *Scientific American*, 1994, v. 271.

PESSOA, J.; MARTINS, C. C.; HEINRICI, J.; JAHNERT; R. J.; FRANÇA, A. B.; TRINDADE, L. A.; FRANCISCO, C. "Petroleum system and seismic expression in the Campos Basin". In: *Proceedings*, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6. Rio de Janeiro, 1999.

PHILPOTTS, A. R. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology.* New Jersey: Prentice Hall/Englewood Cliffs, 1990.

POLLACK, H. H., HURTER, S. J.; JOHNSON, J. R. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the Global Data set. *Reviews of Geophysics*, 1993, v. 31.

RAITT, R. W. *The Crustal Rocks.* In: HILL, M. N. (ed) *The Sea.* New York: Interscience Publishers, 1963, v. 3.

RAUP, D. M.; STANLEY, S. M. *Principles of Paleontology.* San Francisco: W. H. Freeman, 1971.

REBOUÇAS, A. "Água doce no mundo e no Brasil". In: REBOUÇAS, A. (ed.) *Águas doces no Brasil.* São Paulo: Instituto de Estudos Avançados, 1999.

ROCHA, A. A.; LINSKER, R. *Brasil Aventura. Dez viagens por um País inesquecível.* São Paulo: Terra Virgem Editora, 1994.

__________. *Brasil Aventura 2.*. São Paulo: Terra Virgem Editora, 1995.

__________. *Brasil Aventura 3. Ilhas.* São Paulo: Terra Virgem Editora, 1996.

__________. *Brasil Aventura 4. Odisséias.* São Paulo: Terra Virgem Editora, 1997.

ROUTHIER, P. *Où sont les métaux pour l'avenir.* Mémoire BRGM, nº 105, 1980.

RUNCORN, S. K. Corals as paleontological clocks. *Scientific American.* 1966, v. 215.

RUST, B. R., *A classification of alluvial channel systems.* In: MIALL, A. D. ed., *Fluvial Sedimentology.* Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 1978.

SÁ, N. C.; USSAMI, N.; MOLINA, E. C. *Gravity Map of Brazil I; representation of free-air and Bouguer anomalies.* J. Geophys. Res., 1993.

SANTOS, M. H. C. *Política e políticas de uma energia alternativa - o caso do proálcool.* Rio de Janeiro: Notrya, 1993.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A. "A evolução da Plataforma Sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais". In: SCHOBBENHAUS, C. *et al.* (coord.). *Geologia do Brasil.* Brasília: DNPM, 1984.

SCHUMM, S. A. "Evolution and response of the fluvial system: sedimentologic implications". In: ETHERIDGE, F. G.; FLORES, R. M. (Eds.). *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration.* Tulsa: SEPM, Special Publication no. 31, 1981.

SCHUMM, S. A.; KHAN, H. R. Experimental studies of channel patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 1972, v. 83.

SCHUMM, S. A. "Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implications". In: ETHRIDGE, F. G.; FLORES, R. eds., *Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration.* Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 1991, v. 31.

SELBY, J. *The icehouse-greenhouse cycles.* Geology Today, 1991, v. 7.

SHORT SR., N. M.; BLAIR JR., R. W. *Geomorphology from space.* Houston: National Aeronautics and Space Administration, 273 plates – NASA, 1986.

SIAL, A. N.; MCREATH, I. *Petrologia Ígnea.* Salvador: Bureau Gráfica e Editora (Sociedade Brasileira de Geologia, Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico), 1984, v. 1.

SKINNER, B. J.; PORTER S. C. *The Dynamic Earth.* N. York: J. Wiley, 1995.

SKWARA, T. *Old Bones and Serpent Stones. a guide to interpret fossil localities in Canada and the United States.* Blacksburg: McDonald and Woodward, 1992.

SMITH, D. G. (Ed.) *The Cambridge Encyclopedia of Earth Sciences.* Cambridge: Cambridge University Press, 1981.

SMITH, D. G.; SMITH, N. D. Sedimentation in anastomosed river systems: example from alluvial valleys near Banff. Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1980, v. 50.

SUGUIO, K. *Rochas Sedimentares.* São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

TAKEUCHI, H.; UYEDA, S.; KANAMORI, H. *A Terra, um Planeta em Debate: introdução à geofísica pela análise da deriva continental.* São Paulo: EDART/EDUSP, 1974.

THOMPSON, A. B. *Geothermal Gradients through Time. Report of the Dahlem Workshop in Earth evolution.* Berlin: Springer-Verlag, 1984.

TILLING, R. I. Mount St. Helens, 20 years later: what we've learned. *Geotimes*, 2000.

TORRES *et al.* In: *A. Réffega.* FIGUEIREDO, M. O.; SILVA, L. C.; COSTA, F. L.; MENDES, M. H.; TORRES, P. C.; SILVA, T. P.; CORREIA, E. (eds.). *A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde.* Lisboa: Instituto de Investigação Científica Tropical, 1997.

U.S.G.S. Principles of the mineral resource classification system of the U. S. Bureau of Mines and U. S. Geological Survey. *Geol. Surv. Bull.*, 1976, v. 1450-A.

VANYO, J. P.; AWRAMIK, S. M. *Stromatolites and Earth-Moon-Sun dynamics.* Precambrian Research, 1985, v. 29.

VINK, G.; E.; MORGAN, J. W.; VOGT, P. R. The Earth's Hot Spots. *Scientific American*, 1985, v. 152.

VITORELLO, I.; POLLACK, H. N. On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *Journal of Geophysical Research*, 1980, v. 85.

WALKER, R. G. ; CANT, D. J. "Sandy fluvial systems". In: WALKER, R. G. ed. *Facies models.* Ontario: Geological Association of Canada, 1984.

WALKER, R. G., "Facies, facies models and modern stratigraphic concepts". In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (eds.). *Facies models: response to sea level change.* St. John's: Geological Association of Canada, 1992.

WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. P. Volcanism at rifts. *Scientific American*, 1989, v. 261.

WICANDER, R.; MONROE, J. S. *Historical Geology. Evolution of the Earth and Life through Time.* 2 ed. Minneapolis/Saint Paul: West Publishing, 1993.

WOODHOUSE, J. H.; DZIEWONSKI, A. M. Mapping the Upper Mantle: three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic wave forms. *Journal of Geophysical Research*, 1984, v. 89.

WYSESSION, M. The inner workings of the Earth. *American Scientist*, 1995, v. 83.

YARDLEY, B. W. D.; MACKENZIE, W. S.; GUILFORD, C. *Atlas of Metamorphic Rocks and their Textures.* London: Longman Scientific & Technical, 1990.

ZAHNLE, K.; WALKER, J. C. G. *A constant daylength during the Precambrian era?* Precambrian Research, 1987, v. 37.

APÊNDICE I

Este apêndice apresenta as propriedades físicas: dureza (D), densidade relativa (D.R.), cor, brilho e usos, dos minerais citados nos tópicos: CLASSIFICAÇÃO SISTEMÁTICA DE MINERAIS e USO DOS MINERAIS E ROCHAS (Cap. 2). Os grupos mineralógicos são desmembrados nos seus principais minerais.

MINERAL COMP. QUÍMICA SIST. CRIST.	D	D.R.	COR	BRILHO	USOS
ELEMENTOS NATIVOS					
Cobre Cu cúbico	2,5 a 3,0	8,9	vermelho, preto	metálico	metal, ligas metálicas, sais de cobre ind.elétrica
Diamante C cúbico	10,0	3,51	incolor, amarelo, verde, vermelho, azul, laranja e marrom	adamantino	gemológico, ind. de abrasivos
Enxofre S ortorrômbico	1,5 a 2,5	2,05	amarelo	resinoso	fabricação de H_2S, H_2SO_4, inseticidas, fertilizantes e vulcanização de borracha
Grafita C hexagonal	1,0 a 2,0	2,23	cinza, preto	metálico	cadinho refratário, lubrificante, mina de lápis, pigmentos protetores, baterias, eletrodos e escovas para motores elétricos
SULFETOS					
Esfalerita ZnS cúbico	3,5 a 4,0	3,9 a 4,1	incolor, verde, amarelo, marrom escuro	resinoso a adamantino	minério de zinco, minério de cádmio, índio, gálio e germânio
Galena PbS cúbico	2,6	7,4 a 7,6	cinza-chumbo	metálico	minério de chumbo, minério de prata, ind. vidreira, pigmento
Pirita FeS_2 cúbico	6,0 a 6,5	5,02	amarelo-latão	metálico	fabricação de H_2SO_4
SULFOSSAIS					
Enargita Cu_3AsS_4 ortorrômbico	3,0	4,45	preto- acinzentado	metálico	minério de cobre
Tetraedrita $(Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13}$ cúbico	3,0 a 4,5	4,7 a 5,0	preto-acinzentado	metálico	minério para a prata associada
ÓXIDOS					
Cassiterita SnO_2 tetragonal	6,0 a 7,0	6,8 a 7,1	marrom, preto	metálico a adamantino	minério de estanho
Coríndon Al_2O_3 trigonal	9,0	4,02	incolor, marrom, vermelho, azul, amarelo	vítreo a adamantino	abrasivo, gemológico
Crisoberilo $BeAl_2O_4$ ortorrômbico	8,5	3,65 a 3,80	verde, amarelo, castanho, fenômeno alexandrita	vítreo	gemológico
Espinélio $MgAl_2O_4$ cúbico	7,5 a 8,0	3,5 a 4,1	branco, vermelho, azul, verde, castanho, preto	vítreo	gemológico, ind.de refratário (sintético)
Gelo H_2O hexagonal	1,5	0,92	incolor	vítreo	diversos

MINERAL COMP. QUÍMICA SIST. CRIST.	D	D.R.	COR	BRILHO	USOS
Hematita Fe_2O_3 trigonal	5,5 a 6,5	5,26	cinza-preto	metálico	minério de ferro, pigmentos, gemológico
Ilmenita $FeTiO_3$ trigonal	5,5 a 6,0	4,7	preto	metálico	minério de titânio, pigmento
Magnetita Fe_3O_4 cúbico	6,0	5,18	preto	metálico	minério de ferro
Pirolusita MnO_2 tetragonal	1,0 a 2,0	4,75	preto	metálico	minério de manganês, oxidante na obtenção de cloro, bromo e oxigênio
Rutilo TiO_2 tetragonal	6,0 a 6,5	4,18 a 4,25	vermelho, marrom – avermelha-do	adamantino a submetálico	cobertura das barras de solda, pigmento
HALÓIDES					
Fluorita CaF cúbico	4,0	3,18	incolor, branco, verde-claro, verde azulado, azul, vermelho-carmim rosa, marrom	vítreo	ind. química, fundente na ind. de aço, vidro, esmalte fiberglass, cerâmica, gemológico
Halita NaCl cúbico	2,5	2,16	incolor, branco, amarelo, vermelho, azul, vermelho-carmim	vítreo	ind.química, fertilizante, curtição de couro, carne; inibidor de formação de gelo em autoestradas
Silvita KCl cúbico	2,0	1,99	incolor a branco, azul, amarelo, vermelho	vítreo	Fertilizante
CARBONATOS					
Calcita $CaCO_3$ trigonal	3,0	2,71	branco, incolor , cinza, vermelho, verde, azul, amarelo, marrom, branco	vítreo a subvítreo	ind.de cimento portland, cal, argamassas e rochas ornamentais, ind. química, corretivo de solo
Dolomita $CaMg(CO_3)$ trigonal	3,5 a 4,0	2,85	incolor, rosa, branco, cinza, verde, marrom, preto	vítreo	ind.de refratários, corretivo de solo, fabricação de cimentos especiais
Magnesita $MgCO_3$ trigonal	3,5 a 4,5	2,9 a 3,2	branco, cinza, amarelo, marrom	vítreo	ind.química, ind. de refratários
Malaquita $CuCO_3Cu(OH)_2$ monoclínico	3,5 a 4,0	3,9 a 4,03	verde	adamantino a terroso	Gemológico, minério de cobre
Siderita $FeCO_3$ trigonal	3,5 a 4,0	3,96	amarelo, castanho	vítreo	ind. de refratários
NITRATOS					
Salitre KNO_3	2,0	2,11	incolor, branco, cinza	vítreo	
Salitre-do-chile $NaNO_3$	1,0 a 2,0	2,29	incolor, branco	vítreo	
BORATOS					
Bórax $Na_2B_4O_7H_2O$	2,0 a 2,5	1,7	incolor, branco	vítreo	ind.de vidro, sabão, detergente; uso medicinal; solvente de óxidos metálicos; fundente

MINERAL COMP. QUÍMICA SIST. CRIST.	D	D.R.	COR	BRILHO	USOS
SULFATOS E CROMATOS					
Barita $BaSO_4$ ortorrômbico	3,0 a 3,5	4,5	incolor, branco, azulado, amarelo, vermelho, verde	vítreo	ind. petrolífera, fonte de Ba, pigmento, enchimento de papel e algodão, cosméticos e contraste radiológico
Gipsita $CaSO_4.2H_2O$ monoclínico	2,0	2,32	incolor, branco, cinza, amarelo, vermelho, marrom	perláceo	fabricação de gesso, cimento portland e fertilizante
FOSFATOS, ARSENIATOS E VANADATOS					
Apatita $Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)_3$ hexagonal	3,15 a 3,20	5,0	incolor, verde, marrom, azul, violeta	vítreo	fertilizante fosfatado, gemológico
Lazulita $(Mg,Fe)Al_2(PO_4)_2(OH)_2$ monoclínico	5,5 a 6,0	3,09	azul, verde-azulado	vítreo	gemológico, mineral de rocha
TUNGSTATOS E MOLIBDATOS					
Scheelita $CaWO_4$ tetragonal	4,5 a 5,0	5,9 a 6,1	branco, amarelo, verde, marrom	vítreo a adamantino	minério de tungstênio, gemológico
SILICATOS **Tetraedros isolados (*nesossilicatos*) – Si:O = 1:4**					
Andaluzita $Al^{[5]}Al^{[6]}OSiO_4$ ortorrômbico	7,5	3,16 a 3,20	verde-oliva, marrom- avermelhado	vítreo	gemológico, cerâmica refratária
Cianita $Al^{[6]}Al^{[6]}OSiO_4$ triclínico	5,0 e 7,0	3,55 a 3,66	branco, cinza, azul, verde	vítreo a perláceo	gemológico, cerâmica refratária
Granada (Fe,Mg,Ca,Mn)- $-Al_2(SiO_4)_3$ cúbico	6,5- 7,5	3,5 a 4,3	vermelho, amarelo, verde	vítreo a resinoso	gemológico, abrasivo, mineral-de-rocha
Olivina $(Fe,Mg)_2SiO_4$ ortorrômbico	6,5 a 7,0	3,27 a 3,60	verde-oliva a verde-amarelado	vítreo	gemológico, refratário, mineral-de-rocha
Sillimanita $Al^{[4]}Al^{[6]}OSiO_4$ ortorrômbico	6,0 a 7,0	3,23	verde-claro, castanho, cinza	vítreo	mineral-de-rocha
Titanita $CaTiO(SiO_4)$ monoclínico	5,0 a 5,5	3,4 a 3,55	verde, amarelo, marrom, cinza	resinoso a adamantino	gemológico, pigmento (TiO_2)
Topázio $Al_2SiO_4(F,OH)_2$ ortorrômbico	8,0	3,4 a 3,6	incolor, amarelo, rosa, azul	vítreo	gemológico
Zircão $ZrSiO_4$ tetragonal	7,5	4,68	incolor, marrom, verde, amarelo	vítreo a adamantino	gemológico, refratário (ZrO_2), ind.nuclear
Duplas de tetraedros (*sorossilicatos*) – Si:O = 2:7					
Epídoto $Ca(Fe^{3+},Al)Al_2O(SiO_4)$- $-(Si_2O_7)(OH)$ monoclínico	6,0 a 7,0	3,25 a 3,45	verde-pistache, verde-amarelado	vítreo	gemológico, mineral-de-rocha
Hemimorfita $Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2$ ortorrômbico	4,5 a 5,0	3,4 a 3,5	branco	vítreo	minério de zinco

MINERAL COMP. QUÍMICA SIST. CRIST.	D	D.R.	COR	BRILHO	USOS
Anéis de tetraedros (*ciclossilicatos*) – Si:O = !:3					
Berilo $Be_3Al_2Si_6O_{18}$ hexagonal	7,5 a 8,0	2,65 a 2,80	incolor, verde-amarelado, verde- esmeralda azul, amarelo, rosa	vítreo	gemológico, minério de berílio
Turmalina $(Na,Ca,)(Li,Mg,Al)$ $(Al,Fe,Mn)_6(BO_3)_3$ $(Si_6O_{18})(OH)_4$ trigonal	7;0 a 7,5	3,0 a 3,25	Incolor, verde, vermelho, azul amarelo	vítreo a resinoso	gemológico, pirômetros, bombas de pressão
Cadeias simples de tetraedros (*inossilicatos de cadeia simples*) – Si:O = 1:3					
PIROXÊNIO					
Enstatita $MgSiO_3$ ortorrômbico	5,5 a 6,0	3,3 a 3,6	Verde, marrom, amarelo	vítreo a perláceo	gema, mineral-de-rocha
Espodumênio $LiAlSi_2O_6$ monoclínico	6,5 a 7,0	3,15 a 3,20	Verde, rosa, amarelo	vítreo	gema, minério de Lítio
Rodonita $MnSiO_3$ triclínico	5,5 a 6,0	3,4 a 3,7	Rosa, vermelho	vítreo	gemológico
Cadeias duplas de tetraedros (*inossilicatos de cadeia dupla*) – Si:O = 4:11					
ANFIBÓLIO					
Hornblenda $(Ca,Na)_{2-3}$ $(Mg,Fe,Al)_5Si_6$ $(Si,Al)_2O_{22}(OH)_2$ monoclínico	5,0 a 6,0	3,0 a 3,4	Verde a preto	vítreo	mineral-de-rocha
Tremolita $Ca_2Mg_5(Si_8O_{22})(OH)_2$ monoclínico	5,0 a 6,0	3,0 a 3,2	Cinza a verde	vítreo	gema, mineral-de-rocha
Folhas de tetraedros (*filossilicatos*) – Si:O = 2:5					
ARGILOMINERAIS					
Caulinita $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ monoclínico	1,5 a 2,5	2,2 a 2,6	Branco	terroso	ind. De cerâmica, mineral-de-rocha
Crisocola $Cu_4H_4Si_4O_{10}(OH)_8$ criptocristalino	2,0 a 3,5	2,0 a 2,4	Verde, verde -azulado	vítreo a terroso	selante de fendas em solo, rocha e barragens
MICAS E TALCO					
Biotita $K(Mg,Fe)_3$ $(Al,Si_3O_{10})(OH)_2$ monoclínico	2,5 a 3,0	2,7 a 3,2	Verde-escuro a preto	micáceo	mineral-de-rocha
Muscovita $KAl_2(Al,Si_3O_{10}(OH)_2$ monoclínico	2,0 a 2,5	2,8 a 3,1	Incolor	micáceo	mineral-de-rocha, isolante elétrico e térmico
Talco $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ monoclínico	1,0 a 1,5	2,6 a 2,8	Verde-maçã	graxo a perláceo	mineral-de-rocha, veículo de tintas, inseticidas, ind.de cerâmica, papel e borracha

MINERAL COMP. QUÍMICA SIST. CRIST.	D	D.R.	COR	BRILHO	USOS
Cadeias helicoidais de tetraedros (*tectossilicatos*) Si:O = 1:1					
FELDSPATOS POTÁSSICOS					
Microclínio $KAlSi_3O_8$ triclínico	6,0	2,54 a 2,57	branco, amarelo, verde	vítreo	gemológico, mineral de rocha, ind.cerâmica, vidro, esmalte
Ortoclásio $KAlSi_3O_8$ monoclínico	6,0	2,57	branco, cinza, vermelho-carne	vítreo	gemológico, mineral-de-rocha, ind.cerâmica
PLAGIOCLÁSIOS					
Albita $NaAlSi_3O_8$ triclínico	6,0 a 6,5	2,62	incolor, branco, cinza	vítreo a perláceo	gemológico, mineral de rocha, ind.cerâmica
Oligoclásio $(Na,Ca)Al_{1-2}Si_{3-2}O_8$ triclínico	6,0 a 6,5	2,62 a 2,76	branco, verde-acinzentado	perláceo	gemológico, mineral de rocha
Labradorita $(Ca,Na)Al_{2-1}Si_{2-3}O_8$ triclínico	6,0 a 6,5	2,62 a 2,76	azul, vermelho, verde, cinza	vítreo	gemológico, mineral de rocha
Anortita $CaAl_2Si_2O_8$ triclínico	6,0 a 6,5	2,76	branco, cinza a preto	vítreo	mineral-de-rocha
FELDSPATÓIDES					
Lazurita $(Na,Ca)_8(AlSiO_4)_6$ $(SO_4,S,Cl)_2$ cúbico (modificações para ortorrômbico, mono e triclínico)	5,2	2,39	azul, violeta-azulado, azul-esverdeado	vítreo	gemológico, pigmento
Sodalita $Na_8(AlSiO_4)_6Cl_2$ cúbico	5,5 a 6,0	2,30	azul, cinza, verde, branco, amarelo	vítreo	gemológico
QUARTZO					
Quartzo SiO_2 trigonal	7,0	2,65	incolor, roxo, amarelo, azul, verde, fumê	vítreo	gemológico, lentes e prismas de instrumentos ópticos, rádio oscilador, medidor de altas pressões

PREFIXOS PARA MÚLTIPLOS E SUBMÚLTIPLOS DE UNIDADES

Prefixo	Abreviatura	Fator de multiplicação
Giga-	G	10^9
Mega-	M	10^6
Quilo-	k	10^3
Hecto-	h	10^2
Deca-	da	10
Deci-	d	10^{-1}
Centi-	c	10^{-2}
Milli-	m	10^{-3}
Micro-	μ	10^{-6}
Nano-	n	10^{-9}
Pico-	p	10^{-12}

APÊNDICE II

Comparação entre unidades do Sistema Métrico e Inglês

Conversões

Para converter:	Multiplicar por	Para obter:
Comprimento		
Polegadas	2,54	centímetros
Centímetros	0,39	polegadas
Pés	0,30	metros
Metros	3,28	pés
Jardas	0,91	metros
Metros	1,09	jardas
Milhas	1,61	quilômetros
Quilômetros	0,62	milhas

Conversões

Para converter:	Multiplicar por	Para obter:
Área		
Polegadas quadradas	6,45	centímetros quadrados
Centímetros quadrados	0,15	polegadas quadradas
Pés quadrados	0,09	metros quadrados
Metros quadrados	10,76	pés quadrados
Milhas quadradas	2,59	quilômetros quadrados
Quilômetros quadrados	0,39	milhas quadradas
Quilômetros quadrados	247,1	acres
Jardas quadradas	0,836	metros quadrados
Volume		
Polegadas cúbicas	16,38	centímetros cúbicos
Centímetros cúbicos	0,06	polegadas cúbicas
Pés cúbicos	0,028	metros cúbicos
Metros cúbicos	35,3	pés cúbicos
Milhas cúbicas	4,17	quilômetros cúbicos
Quilômetros cúbicos	0,24	milhas cúbicas
Litros	0,26	galões
Galões	3,78	litros
Massa e Peso		
Onças	18,35	gramas
Gramas	0,035	onças
Libras	0,454	quilogramas
Quilogramas	2,205	libras
Pressão		
atmosfera	1,01325	bar
atmosfera	101.325	Pascal
bar	0,987	atmosfera
bar	1,02	kg/cm²
bar	100.000	Pascal
kg/cm²	98.066,5	Pascal
psi	6.894,8	Pascal
mmHg	133,3	Pascal
Pascal	0,000145	psi

Temperatura

a) para converter graus Fahrenheit (°F) em graus Celsius (°C), subtrair 32 graus do valor da temperatura e dividir por 1,8.

b) para converter graus Celsius (°C) em graus Fahrenheit (°F), multiplicar o valor da temperatura por 1,8 e adicionar 32 graus.

c) para converter graus Celsius (°C) em Kelvins (K), elimine o símbolo "grau" e adicione 273.

d) para converter Kelvins (K) em graus Celsius (°C), adicione o símbolo "grau" e subtraia 273.

APÊNDICE III

Dados Numéricos sobre a Terra (atual)

Raio Equatorial	6.378 km	Massa da atmosfera	$5,1 \times 10^{21}$ kg
Raio Polar	6.357 km	Massa do gelo	$25\text{-}30 \times 10^{18}$ kg
Volume	$10,83 \times 10^{20}$ m³	Massa dos oceanos	$1,4 \times 10^{21}$ kg
Superfície	510×10^{16} km²	Massa da crosta	$2,5 \times 10^{22}$ kg
Porcentagem superficial dos oceanos	71%	Massa do manto	$4,05 \times 10^{24}$ kg
Porcentagem superficial de terras emersas	29%	Massa do núcleo	$1,90 \times 10^{24}$ kg
Altitude média dos continentes	623 m	Distância média do Sol	$1,496 \times 10^{8}$ km
Profundidade média dos oceanos	3,8 km	Velocidade de rotação	40.000 km/dia no Equador
Massa	$5,976 \times 10^{27}$ g	Velocidade média em volta do Sol	29,77 km/s
Densidade	5,517 g/cm³	Massa do Sol/Massa da Terra	$3,329 \times 10^{5}$
Gravidade no Equador	978,032 cm/s²	Massa da Terra/Massa da Lua	81,303

MINERAIS DE MINÉRIO COMUMENTE UTILIZADOS COMO FONTES DE ELEMENTOS QUÍMICOS: a maioria se refere a minérios metálicos, cujo emprego final envolve graus variados de preparação pela indústria de transformação mineral (ver Cap. 21).

ELEMENTO QUÍMICO	MINERAL DE MINÉRIO	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Alumínio	Gibbsita Boehmita Dásporo	$Al_2O_3.3H_2O$ $Al_2O_3.H_2O$ $Al_3O_2.H_2O$	Obtenção do alumínio metálico, fabricação de materiais refratários e produtos químicos. Conteúdos de Al_2O_3, SiO_2 e Fe_2O_3 definem os empregos da bauxita	Bauxita é o minério mais importante de alumínio.
Antimônio	Estibinita Tetraedrita Jamesonita	Sb_2S_3 $(Cu, Fe)_8Sb_2S_7$ $Pb_2Sb_2S_5$	Comumente em ligas com chumbo, cobre, bismuto para fabricação de munição e soldas.	Estibinita é a principal fonte de antimônio. Ocorre comumente em veios hidrotermais de baixa temperatura.
Arsênio	Arsenopirita Realgar Ouropigmento Loellinguita Esmaltita	$FeAsS$ AsS As_2S_3 $FeAs_2$ $CoAs_2$	Em compostos para preservação de madeira, herbicidas e produtos químicos e farmacêuticos.	Constitui vários minerais, mas a arsenopirita é o mais comum mineral de minério de arsênio, acompanhando freqüentemente muitos minérios metálicos sulfetados. Seus minerais não são intencionalmente lavrados para arsênio; este é recuperado de outros minérios.
Berílio	Berilo Fenacita Bertrandita	$Be_3Al_2Si_6O_8$ Be_2SiO_2 $Be_4Si_2O_7(OH)_2$	É consumido sob forma de ligas, óxidos e metal, principalmente em artefatos e instrumentos eletro-eletrônicos e de comunicação (conectores, sensores, laser, semi-condutores, vidros especiais).	Berilo é a principal fonte do berílio, extraído notadamente de pegmatitos e de placers.
Bismuto	Bismuto nativo Bismutinita	Bi Bi_2S_3	Principalmente em produtos farmacêuticos e em ligas metálicas de baixa temperatura.	Normalmente é recuperado no processo metalúrgico (refino) de minérios de outros metais (Pb, Cu, Zn), onde a bismutinita ocorre como mineral acessório.
Boro	Bórax Colemanita	$Na_2B_4O_7.10H_2O$ $Ca_2B_6O_{11}.5H_2O$	Ampla aplicação na indústria química e também na fabricação de lã e fibra de vidro e em vidros especiais.	Diversos sais de boro estão presentes em lagos salgados ou salinos (*playa lake*), fontes termais e evaporitos continentais. Bórax é o de maior interesse comercial.
Bromo	Ocorre comumente em solução nas salmouras naturais.		Compõe ampla variedade de produtos químicos e farmacêuticos, como inseticidas e desinfetantes.	Ocorre em lagos salgados (de onde é normalmente extraído), água do mar e de poços de petróleo e em evaporitos marinhos. É muito solúvel e concentra-se (até alguns milhares de ppm), substituindo o cloro em minerais evaporíticos (halita, carnalita, taquidrita).
Cádmio	Greenockita	CdS	Usos restritos em algumas ligas, baterias e pigmentos.	Greenockita ocorre dispersa em alguns minérios sulfetados e raramente desperta interesse econômico. Cádmio é recuperado no refino de minério de zinco onde está associado à esfalerita (Zn, Cd)S com conteúdos de fração de porcento.

ELEMENTO QUÍMICO	MINERAL DE MINÉRIO	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Césio	Polucita	$(Cs, Na)AlSi_2O_6$	Uso em fotocélulas e processos termoelétricos.	Ocorre em pegmatitos complexos. Principal fonte econômica em depósitos/lagos salinos.
Chumbo	Galena Cerussita Anglesita Piromorfita	PbS $PbCO_3$ $PbSO_4$ $Pb_5(PO_4)_3Cl$	Usos variados desde baterias elétricas, munição, ligas metálicas (latão, bronze), capeamento de cabos, pigmentos.	Galena é o principal mineral de minério, ocorrendo em vários tipos de depósitos minerais. Os três outros minerais citados decorrem da oxidação supérgena da galena. Chumbo participa também de diversos sulfossais.
Cobalto	Cobaltita Linneaíta Carrollita Siegenita Skutterudita Gersdorffita	$(Co, Fe)AsS$ Co_3S_4 Co_2CuS_4 $(Co, Ni)_3S_4$ $(Co, Fe)As_3$ $(Ni, Co)As_5$	Seus principais usos incluem a fabricação de ferroligas de alta temperatura, aços de elevada dureza e de catalizadores.	Usualmente é obtido como subproduto de minérios de cobre e de níquel.
Cobre	Cu nativo Calcopirita Bornita Calcosita Covelita Cubanita Enargita Cuprita Malaquita	Cu $CuFeS_2$ Cu_5FeS_4 Cu_2S CuS $CuFe_2S_3$ Cu_3AsS_4 Cu_2O $Cu_2(OH)_2CO_3$	Em virtude de suas qualidades especiais (ductilidade, resistência à corrosão e elevada condutividade elétrica e térmica), o metal cobre tem aplicação ampla e diversificada em ligas metálicas (bronze, latão), fios elétricos, equipamentos eletro-eletrônicos e artefatos para construção civil.	Cobre é minerado de vários tipos de depósitos próprios, em particular dos porfiríticos, sedimentares e de filiação vulcanogênica. Nesta classe de depósitos, seus minérios são comumente polimetálicos, permitindo a lavra simultânea ou a recuperação de outros metais como Au, Ag, Zn, às vezes Se, como coprodutos ou subprodutos. Participa de vários outros minerais notadamente sulfetos e sulfossais (série da tetraedrita-tennantita, estanita, etc.), porém de menor interesse econômico para cobre. Calcosita, covelita, cuprita e malaquita, além de azurita $Cu_3(OH)_2(CO_3)_2$ e tenorita CuO comumente ocorrem na zona de alteração supérgena de depósitos sulfetados de cobre (podem constituir importantes minerais de minério).
Cromo	Cromita	$FeCr_2O_4$	A mais evidente aplicação do cromo é na fabricação dos aços inoxidáveis e ferroligas de elevada resistência térmica e à corrosão. Também é utilizado em produtos químicos, na preparação de couro e, como cromita, na fabricação de peças e artefatos cerâmicos refratários. Para estes grupos de aplicações (metalúrgico, químico e refratários) exigem-se especificações adequadas do minério, inclusive sobre a composição química da cromita.	Cromita é praticamente a única fonte econômica para cromo e forma depósitos comerciais exclusivamente de natureza magmática hospedados em complexos máficos-ultramáficos estratiformes e ofiolíticos. Pertencendo ao grupo dos espinélios, tem uma composição química variável, devido às substituições de Fe^{2+} por Mg e de Cr^{3+} por Al e Fe^{3+}, que influencia suas aplicações.
Elementos de terras raras (ETR)	Monazita Bastnasita Xenotima	$(Ce, La, Nd, Th)PO_4$ $CeFCO_3$ YPO_4	Vários empregos incluindo vidros especiais (tubo de televisão, catalizadores, fibras ópticas).	Os ETR têm ocorrência comum em rochas ígneas alcalinas e carbonatitos. Seus principais minerais (monazita e bastnasita) são explorados em depósitos tipo placer. Monazita é a principal fonte de tório, que forma outros minerais como a torita ($ThSiO_4$). Brannerita $(U, Ca, Ce)(Ti, Fe)_2O_6$ é importante fonte de urânio.

ELEMENTO QUÍMICO	MINERAL DE MINÉRIO	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Enxofre	Enxofre nativo	S	Para a maioria de suas aplicações, o enxofre deve previamente ser transformado em ácido sulfúrico, essencial em uma multiplicidade de segmentos industriais: fabricação de fertilizantes, explosivos e inúmeros produtos químicos e farmacêuticos.	Os depósitos de enxofre nativo são as únicas fontes naturais para a obtenção direta e a menor custo do enxofre elementar e de seus produtos derivados. O enxofre resulta como subproduto do petróleo e de folhelhos betuminosos durante o tratamento e refino desses combustíveis fósseis. Também é recuperado, usualmente, sob a forma de ácido sulfúrico, a partir de minérios de sulfetos maciços de Cu, Pb, Zn e ouro ricos em pirita, pirrotita e marcassita e, também, de depósitos de carvão piritosos. As jazidas principais de enxofre nativo estão em ambientes sedimentares associados a domos salinos e depósitos evaporíticos. Menor parcela em depósitos vulcânicos.
Estanho	Cassiterita Estanita Cilindrita Teallita	SnO_2 Cu_2FeSnS_4 $Pb_2Sn_4Sb_2S_{14}$ $PbSnS_2$	Os mais destacados empregos do estanho estão na fabricação de soldas e de folhas de flandres, e também em ligas metálicas e produtos químicos.	Cassiterita é o mais importante mineral de minério de estanho e responde pela quase totalidade de sua produção, onde os sulfetos têm uma participação subordinada. É minerada em pegmatitos e greisens e em placers aluvionares e litorâneos deles derivados.
Estrôncio	Celestita Estroncianita	$SrSO_4$ $SrCO_3$	Tem aplicação em vidros especiais, peças eletrônicas e artefatos pirotécnicos.	O principal modo de ocorrência é em depósitos sedimentares.
Ferro	Hematita Magnetita Goethita Siderita	Fe_2O_3 Fe_3O_4 $FeO.OH$ $FeCO_3$	Ferro é o metal essencial de nossa civilização industrial. Seus múltiplos empregos se fazem basicamente na forma de ligas com outros metais, ditos ferrosos, resultando numa variedade de tipos de aços indispensáveis ao desenvolvimento e manutenção de nossa sociedade moderna. Óxidos de ferro hidratados são também explorados para a elaboração de pigmentos em cerâmica e vidro.	Hematita e magnetita são os principais minerais de minério de ferro. As maiores reservas e produção estão em depósitos associados a formações ferríferas bandadas que usualmente foram enriquecidas por processos metassomáticos hidrotermais e/ou supérgenos.
Iodo	Lautarita Dietzeíta	$Ca(IO_3)_2$ $Ca_2(IO_3)_2\ (CrO_4)$	Vários produtos químicos e famacêuticos. Suplemento alimentar.	Obtido como subproduto do salitre do Chile (ou caliche, KNO_3) e recuperado das águas salgadas de poços petrolíferos e gás natural.
Lítio	Espodumênio Petalita Ambligonita Lepidolita	$LiAlSi_2O_6$ $LiAlSi_4O_{10}$ $LiAl(PO_4)(F, OH)$ $KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$	A maior aplicação está em materiais cerâmicos, em vidros e na fabricação de compostos químicos. Lítio metálico é empregado na indústria de energia nuclear.	Os minerais litiníferos ocorrem e são minerados em pegmatitos graníticos; esporadicamente concentram-se em alguns placers.
Manganês	Pirolusita Polianita Psilomelana Criptomelana Hausmannita Braunita	MnO_2 MnO_2 $BaMn_9O_{18}.2H_2O$ KMn_8O_{16} Mn_3O_4 $(Mn, Si)_2O_3$	A mais evidente aplicação do manganês é na siderurgia para a fabricação do aço que consome quase a totalidade do minério produzido no mundo. Promove a dessulfurização e desoxigenação Menor aplicação está na fabricação dos fundidos de minério de ferro. de baterias secas e produtos químicos.	O manganês forma muitos minerais comumente como oxiânions, sendo raros seus sulfetos (alabandita e . hauerita). Seus mais importantes minerais de minério são óxidos ou óxidos hidratados presentes em seus depósitos de filiação sedimentar ou supérgena. Como carbonato ($MnCO_3$ - rodocrosita e s manganocalcita) ou associado a silicatos ($MnSiO_3$ - rodonita, $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$ - espessartita) tem sido lavrado em alguns depósitos sedimentares ou metamorfizado

ELEMENTO QUÍMICO	MINERAL DE MINÉRIO	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Mercúrio	Mercúrio nativo Cinábrio	Hg HgS	O maior emprego está na preparação de compostos químicos e farmacêuticos.	Cinábrio é o principal mineral de minério. Associa-se a depósitos hidrotemais e sedimentares exalativos.
Molibdênio	Molibdenita	MoS_2	O maior uso se relaciona à fabricação do aço e ferroligas especiais; também como componente de lubrificantes.	Outros minerais de molibdênio são: $Ca(Mo, W)O_4$ powellita, $PbMoO_4$ wulfenita, $Fe_2(MoO_4)_3.8H_2O$ ferrimolibdita. Molibdenita é o principal mineral de minério e comumente se apresenta em disseminações e *stockworks* hidrotermais em rochas graníticas porfiríticas e em alguns depósitos metassomáticos de contato. Pode ser fonte de rênio.
Nióbio	Pirocloro Columbita	$NaCaNb_2O_6F$ $(Fe, Mn)Nb_2O_6$	Como ligas Fe-Nb, é usado na manufatura de aços de alta resistência mecânica e elevada dureza.	Pirocloro é a maior fonte de nióbio e seus depósitos mais importantes estão em carbonatitos e rochas ígneas alcalinas que foram submetidas a graus diferentes de alteração intempérica. Columbita primariamente em pegmatitos pode se concentrar em placers.
Níquel	Garnierita Pentlandita	$(Ni, Mg)_6Si_4O_{10}(OH)_8$ $(Fe, Ni)_9S_8$	Aos aços e ferroligas, o níquel confere resistência à corrosão e ao desempenho em altas temperaturas. É também usado em galvanoplastia e indústria química.	Níquel é minerado em dois tipos de depósitos: lateríticos ou supérgenos onde a garnierita é a maior fonte de níquel e, os magmáticos em que o níquel ocorre em forma de sulfetos, como a pentlandita. Em ambos os tipos, os depósitos estão relacionados a suites rochosas máfico-ultramáficas. Garnierita representa um termo geral para designar um grupo de minerais silicatados magnesianos hidratados portadores de níquel, onde são distinguidas algumas espécies minerais. Em seus depósitos sulfetados, além de pentlandita, podem ocorrer millerita (NiS), nicolita (NiAs) e gersdorffita (NiAsS).
Ouro	Ouro nativo Electrum Calaverita Silvanita	Au (Au, Ag) $AuTe_2$ $(Au, Ag)Te_2$	Boa parte do ouro é transformado em barras e lingotes como aplicações e investimentos financeiros. É empregado também na indústria eletrônica, odontologia e joalheria.	Ocorre no estado nativo e comumente forma ligas naturais com outros metais como Ag (electrum), Cu, Fe, Pd e Bi. Forma depósitos numa ampla variedade de ambientes geológicos, destacando-se os placers e veios hidrotermais.
Platina (Grupo da)	Diversos minerais e ligas naturais		Os empregos são altamente diversificados, desde os simples cadinhos de laboratório até na composição de peças e equipamentos de alta precisão e desempenho em atividades industriais diversas (elétrica, química, metalúrgica, petrolífera), assim como para objetos de adorno e joalheria. A variedade de aplicações decorre das propriedades dos PGE como	Os metais ou elementos do grupo da platina (abreviadamente PGM e PGE) são platina, paládio, irídio, ósmio, ródio e rutênio. Comumente formam ligas naturais entre si ou com outros metais como Fe, Ni e Cu, ou compostos usualmente na forma de sulfetos e arsenetos: $PtAs_2$ (sperrylita), $(Ru, Ir, Os)S_2$ (laurita), (Pt, Pd, Ni)S (bragguita), PtS (cooperita), $PtBi_2$ (froodita), etc. Formam

ELEMENTO QUÍMICO	MINERAL DE MINÉRIO	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Prata	Prata nativa Argentita Acantita Electrum	Ag Ag_2S (Ag, Au)	Notadamente em materiais fotográficos e, também, em componentes eletrônicos e joalheria.	Boa parte de sua produção natural é representada por subprodutos de outros minérios (geralmente de metais-base), mas ocorre também em veios hidrotermais de baixa temperatura. Nesses depósitos forma uma variedade de sulfoarsenietos e sulfoantomonietos com Cu, Pb e Fe.
Tântalo	Tantalita Microlita	$(Fe, Mn)Ta_2O_6$ $(Na, Ca)_2Ta_2O_6(OH)$	Fabricação de produtos metalúrgicos resistentes a temperaturas elevadas e em tubos de raios X.	Ocorre em pegmatitos graníticos e pode se concentrar também em placers.
Telúrio	Calaverita Silvanita	$AuTe_2$ $(Au, Ag)Te_2$	Metalurgia e produtos de efeitos termoelétricos.	Ocorre como minerais acessórios (teluretos) em minérios de Cu, Pb, Au, Bi, Ag de onde é recuperado no processo metalúrgico.
Titânio	Rutilo Ilmenita	TiO_2 $FeTiO_3$	Ampla aplicação na indústria aeroespacial como ligas em motores e turbinas e na fabricação de pigmentos.	Ocorre em placers marinhos e litorâneos.
Urânio	Uraninita Coffinita Carnotita Brannerita	UO_2 $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$ $K_2(UO_2)_2(VO_4)_2.3H_2O$ $(U, Ca, Ce)(Ti, Fe)_2O_6$	Importante recurso energético e usos militares.	Forma vários minerais, principalmente secundários como uranatos, uranovanadatos, uranofosfatos. Ocorre em diversos ambiente geológicos e primariamente se concentra em especial nas rochas ígneas alcalinas, granitóides albitizados e seqüências sedimentares arenosas.
Vanádio	Carnotita Vanadinita	$K_2(UO_2)_2(VO_4)_2.3H_2O$ $Pb_5(VO_4)_3Cl$	Fabricação de aços especiais com elevada tenacidade.	São raros os minerais de vanádio. Carnotita e vanadinita formam-se por alteração supérgena de mineralizações primárias respectivamente de urânio e Pb-Zn.
Wolfrâmio	Wolframita Scheelita	$(Fe, Mn)WO_4$ $CaWO_4$	Principal aplicação em ligas com ferro, produzindo aços de elevada dureza (britadores, moinhos). Fabricação de carbeto de tungstênio.	Wolframita ocorre em pegmatito e veios hidrotermais de alta temperatura, scheelita, em depósitos metassomáticos de contato e pode conter molibdênio. Wolframita corresponde a uma série isomórfica entre ferberita ($FeWO_4$) e huebnerita ($MnWO_4$).
Zinco	Esfalerita Willemita Calamina (Hemimorfita) Smithsonita Hidrozincita	ZnS Zn_2SiO_4 $Zn_4Si_2O_7(OH)_2.H_2O$ $ZnCO_3$ $Zn_5(OH)_6(CO_3)_2$	Principalmente na fabricação de ligas e em galvanização. Como óxido na indústria química, de plásticos e em pigmentos.	Maior parte dos recursos de zinco estão sob a forma de esfalerita, em depósitos hospedados em sedimentos e depósitos de filiação vulcanogênica. Ela pode conter quantidades significativas de Fe e de Cd. Os demais minerais citados ocorrem nas zonas de alteração supérgena de mineralizações sulfetadas de zinco.
Zircônio	Zircão (Zirconita) Baddeleyita	$ZrSiO_4$ ZrO_2	Em forma de areias, na indústria de refratários e como molde em fundição. Como metal, em peças para reatores nucleares.	Zircão é também uma fonte importante de háfnio e é lavrado notadamente em placers marinhos.

MINERAIS DE MINÉRIO E SUBSTÂNCIAS MINERAIS COMUMENTE EMPREGADOS EM SUAS FORMAS NATURAIS - a maioria se refere a minerais não metálicos ou industriais e seu emprego final com freqüência se faz de forma direta pela indústria; alguns deles são também utilizados após alteração de suas características físicas e/ou químicas. (ver Cap. 21).

MATÉRIA-PRIMA MINERAL	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Amianto Crisotila	$Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$	Tem inúmeras aplicações, notadamente na preparação do fibrocimento e na fabricação de produtos isolantes (resistência ao fogo), de fricção e para embalagens.	Amianto ou asbestos é a designação comercial de um grupo amplo de minerais fibrosos onde a crisotila é o mais importante. Ocorrem associados a serpentinito, originando-se por alteração hidrotermal de dunitos e peridotitos. Outros minerais do grupo com interesse econômico: amosita e crocidolita. Lavra, industrialização e usos desses minerais têm sido constantemente controlados em virtude de danos que causam à saúde.
Areia silicosa Quartzo	SiO_2	Areia silicosa de alta pureza contitui o insumo mineral básico para a fabricação de vidros.	As melhores fontes estão em depósitos arenosos de dunas e em planícies de inundação de sistemas fluviais que foram submetidos a retrabalhamentos repetidos.
Argilas Caulinita Montmorillonia Palygorskita	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ $Al_2Si_4O_{10}.nH_2O$ $Mg_5Si_8O_{20}(OH_2)$ $4(OH)_2.4H_2O$	Os diferentes materiais argilosos têm algumas aplicações em comum (por exemplo, como carga ou enchimento em diferentes produtos), mas também aplicações específicas decorrentes de suas características particulares. Dada a baixa reatividade química, brancura e maciez, o caulim é amplamente utilizado, entre vários outros usos, na fabricação do papel, em porcelanas, pasta dental e produtos cosméticos. Bentonita é usada no tratamento (filtragem, descoloração, clareamento e refino) de substâncias oleosas (como petróleo), como aglutinante na pelotização de minério de ferro e aditivo em lamas para sondagem. Terra de fuller é aplicada em fluidos para perfuração, veículo para inseticidas e também como agente absorvente de substâncias oleosas.	Caulim é o termo comercial para materiais argilosos onde o principal constituinte é a caulinita, podendo naturalmente conter grãos de quartzo, plaquetas de mica e óxidos hidratados de ferro. Montmorillonita é o componente predominante da chamada bentonita. "Terra de fuller" (*fuller's earth*) designa igualmente um material argiloso rico em palygorskita e/ou montmorillonita. Comumente seus minérios resultam da alteração química supérgena de rochas feldspáticas e, previamente, as aplicações industriais passam por processos próprios de tratamento
Barita	$BaSO_4$	É diretamente aplicada em lama para perfuração de poços de petróleo e gás natural (aumento da densidade), como carga em diversos materiais como borrachas e tintas, e na indústria de vidros. Outros usos incluem a fabricação de agregados para concreto denso (em usinas nucleares) e produção de diversos produtos químicos.	Barita é praticamente a única fonte comercial de bário. Outro mineral é witherita ($BaCO_3$). Ocorre em depósitos ígneos (carbonatito), hidrotermais (veios) e sedimentares exalativos. Concentra-se também em elúvios dada sua estabilidade química.
Calcita, Dolomita	$CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$	Calcário e dolomito são rochas abundantes e intensamente utilizadas no mais amplo leque de aplicações: construção, fundente, indústrias siderúrgica e química, agricultura, fabricação de cal, elemento de carga, tratamento de água, etc. Calcário calcítico tem principal utilização na fabricação de cimento portland.	As reservas de calcário e dolomito são abundantes no mundo e usualmente correspondem a extensas e espessas seqüências rochosas sedimentares ou metamórficas. Calcita e dolomita são freqüentes minerais de ganga em vários tipos de depósitos minerais.

MATÉRIA-PRIMA MINERAL	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Cianita	Al_2SiO_5	Notadamente na confecção de produtos refratários como cimento e argamassa e também em porcelanas elétricas (velas de ignição)	Os polimorfos, sillimanita e andalusita, têm as mesmas aplicações que a cianita. Resultam do metamorfismo de médio a alto grau sobre sedimentos ricos em alumínio. Usualmente são mineradas de depósitos secundários (residuais ou detríticos).
Córindon	Al_2O_3	Dada sua elevada dureza, é usado como abrasivo para polimento de metais e acabamento de componentes ópticos.	Resulta do metamorfismo de materiais sedimentares enriquecidos em alumínio ou de acumulações bauxíticas. Em algumas ocorrências está misturado com magnetita, hematita e granada, conforme um material granular denominado esmeril. Rubi e safira são variedades gemológicas do córindon.
Criolita	Na_3AlF_6	É essencial para a obtenção do alumínio metálico por meio de eletrólise. É produzida sinteticamente a partir do ácido fluorídrico.	Criolita é de ocorrência restrita e são raras suas mineralizações comerciais. Ocorre em pegmatitos e em produtos rochosos finais de magmas graníticos.
Diamante industrial	C	A maioria das aplicações baseiam-se na sua elevada dureza e atendem diversos segmentos industriais: fabricação de diversos equipamentos e ferramentas de corte, abrasivos e pastas para polimento de diversos materiais.	O diamante industrial representa boa parte da produção mundial de diamante, que se faz a partir de quimberlitos e de depósitos sedimentares detríticos.
Diatomita	$SiO_2.nH_2O$	Notadamente como agente filtrante de líquidos e como elemento de carga.	Carapaças e espículas silicosas microscópicas de diatomáceas compõem essencialmente a diatomita.
Feldspato		Tem maior emprego na fabricação do vidro e na indústria cerâmica	Os minerais do grupo do feldspato são abundantes, correspondendo a uma parcela significativa na composição mineral da crosta terrestre. Os minerais de minério mais importantes são microclínio/ortoclásio ($KAlSi_3O_8$) e albita ($NaAlSi_3O_8$). São notadamente explorados de rochas pegmatíticas, granitóides semi-alterados e sienitos, podendo ser acompanhados por quantidades variáveis de feldspatos cálcicos.
Fluorita	CaF_2	A fluorita tem dois grandes campos de aplicação: como fundente (metalurgia e vidros) e na fabricação do ácido fluorídrico que, por sua vez, é o insumo básico para a elaboração de uma imensa variedade de produtos. A principal utilização do HF é na fabricação da criolita sintética, essencial ao processo de obtenção do alumínio metálico a partir da bauxita. A fluorita comercial para usos metalúrgico e químico deve ter qualidades químicas e físicas específicas para essas aplicações.	Fluorita é a única fonte mineral econômica para flúor. Seus principais depósitos estão filiados a processos sedimentares com contribuição exalativa, processos hidrotermais (depósitos epigenéticos, filonares) e magmatismo alcalino-carbonatítico. Quantidades significativas de flúor ocorrem em minerais fosfatados de . depósitos ígneos e sedimentares, representando recursos minerais futuros para flúor.
Gipsita (Gipso)	$CaSO_4.2H_2O$	A gipsita tem múltiplas aplicações. Na forma natural é usada comumente como carga mineral em diversos produtos, correção de solo agrícola e no cimento portland, entre outros. Quando calcinada, obtendo-se o gesso, é usada em artefatos pré-moldados e pastas de revestimento para construção civil, montagem de moldes para fundição e cerâmica, em medicina e próteses dentárias. Às vezes para fabricação de ácido sulfúrico.	Os depósitos de gipsita se instalam em ambientes sedimentares submetidos a condições evaporíticas, levando à . precipitação de diversos sais. Freqüentemente está associada a calcários, anidrita ($CaSO_4$) e outros sais evaporíticos.

MATÉRIA-PRIMA MINERAL	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Grafita	C	Aplicações diversificadas: revestimento de moldes de fundição, lubrificantes, cadinhos e equipamentos elétricos.	Grafita corresponde à forma cristalina natural do elemento carbono. Comumente ocorre em depósitos metamórficos de natureza regional ou de contato.
Magnesita	$MgCO_3$	Para a maioria de suas aplicações, a magnesita é usualmente calcinada em intensidades variadas. Maior aplicação em tijolos, peças e artefatos refratários. Os produtos refratários magnesianos são resistentes às escórias básicas mesmo em altas temperaturas. Aplica-se também na indústria do vidro e cimento. Pode ser usada para obtenção do magnésio metálico.	Em seus mais importantes depósitos ocorre comumente como camadas em seqüências sedimentares ou metamórficas, freqüentemente associada a outras rochas carbonatadas menos magnesianas. Essas acumulações podem ter ocorrido em ambientes com tendência evaporítica. Pode se concentrar como massas irregulares e veios em rochas ultramáficas intemperizadas.
Mica Muscovita	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Como placas ou folhas normalmente cortadas e moldadas à mão, aplica-se notadamente em isolantes elétricos e também térmicos. Lascas e fragmentos menores podem ser recompostos no chamado papel de mica ou submetidos à moagem, sendo empregados em máquinas elétricas, lamas de sondagem, cerâmica e tintas e como lubrificante.	É produzida a partir de pegmatitos ou recuperada como subproduto do tratamento de outros materiais rochosos como caulim e feldspato. Flogopita (mica magnesiana) e lepidolita (mica litinífera) podem ter aplicações similares à muscovita. Flogopita comumente ocorre em quimberlitos e carbonatitos
Ocre	Óxidos de ferro hidratados naturais	Componente de pigmentos em vidro, papel e cerâmica.	Comumente contém outras substâncias como sílica, hidróxido de alumínio, óxidos de manganês. Ocorre em coberturas superficiais supérgenas sobre rochas- fontes ricas em ferro.
Perlita	rocha vulcânica vítrea	Basicamente em materiais acústicos e isolantes térmicos É empregada sempre na forma expandida, quando adquire um aspecto de espuma.	Associada a derrames vulcânicos.
Pirofilita	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$	Propriedades físicas similares às do talco conferem-lhe usos finais semelhantes aos daquele mineral.	Com freqüência utiliza-se o termo agalmatolito para designar rochas metamórficas ricas em pirofilita.
Potássio Silvita Cainita Carnalita	KCl $4KCl.4MgSO_4.11H_2O$ $KCl.MgCl_2.6H_2O$	Os minerais potássicos têm sua maior aplicação na preparação de fertilizante na forma de cloreto. Parte é destinada à fabricação de produtos químicos.	Embora os aluminossilicatos potássicos (feldspato, mica) sejam abundantes na crosta terrestre, não constituem fonte para o elemento pois são praticamente insolúveis em água, o que inviabiliza sua utilização. Usualmente os minerais evaporíticos potássicos estão misturados à halita (NaCl) em seus depósitos, e os materiais naturais ricos em potássio recebem designações como silvinita (silvita+halita) e carnalitita (carnalita+halita), como nome de seus minérios. Os minérios potássicos cloretados são solúveis em água e exigem processos relativamente simples de tratamento, como eliminação de halita, para seus empregos. É minerado a partir de evaporitos, onde ocorre como diversos sais na forma de cloretos e sulfatos de composições complexas.
Quartzo	SiO_2	As aplicações de quartzo decorrem fundamentalmente de suas qualidades naturais. Nas aplicações de alta tecnologia (componentes eletro-eletrônicos e ópticos, fibras ópticas, semente para quartzo sintético, entre outras), deve apresentar características cristalinas praticamente perfeitas e baixa contaminação química. O emprego em outros setores industriais (cerâmica, vidraria, abrasivos, refratário, metalurgia) exige especificações mais brandas. Boa parte dos usos nobres do quartzo natural (cristal e lasca) tem sido substituída com vantagem pelo quartzo cultivado. Os segmentos industriais, onde as especificações do material quartzoso podem ser mais flexíveis, mesmo na fabricação de quartzo fundido, passaram a utilizar quartzito e areias quartzosas adequadamente beneficiadas.	Materiais naturais ricos em quartzo mostram-se em diferentes formas de ocorrência: veios simples ou sistema de veios, pegmatito, quartzito, chert, placers arenosos e certas rochas ígneas ácidas. No entanto para emprego em técnicas mais avançadas, o quartzo é de ocorrência restrita em certos depósitos filonares onde a precipitação da sílica pôde se dar na forma de cristais de alta qualidade.

MATÉRIA-PRIMA MINERAL	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Rocha fosfática Apatita	$Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$	Quase a totalidade da produção mundial de rocha fosfática é maciçamente dirigida à fabricação de fertilizante. Também é utilizada na fabricação de diversos produtos químicos. Dado o processo industrial utilizado para a obtenção do fertilizante fosfatado solúvel (dissolução com ácido sulfúrico), resulta como subproduto o fosfogesso com características de aplicabilidade semelhantes às da gipsita. O ácido fosfórico tem larga aplicação nas indústrias química e farmacêutica e também na preparação de produtos para ração animal e alimentação humana.	As variedades de apatita (flúor, cloro e hidroxiapatita) constituem as fontes econômicas praticamente exclusivas de fósforo. Seus depósitos são magmáticos (usualmente relacionados a carbonatitos e rochas alcalinas) e sedimentares onde o minério é comumente chamado de fosforita.
Sódio (minerais de) (Salgema) Halita Trona Nahcolita Natrão Mirabilita Thenardita	$NaCl$ $Na_2CO_3.NaHCO_3.2_2O$ $NaHCO_3$ $Na_2CO_3.10H_2O$ $Na_2SO_4.10H_2O$ Na_2SO_4	A produção de carbonato de sódio comercial é quase que totalmente consumida pela indústria do vidro. Similarmente ao carbonato, o sulfato de sódio é empregado na fabricação do vidro e detergentes. É também usado na preparação da pasta de celulose para manufatura de papel. Halita tem múltiplos empregos notadamente na indústria de alimentação e química.	Carbonato e sulfato de sódio naturais têm uma produção muito restrita e a oferta é mantida pelos equivalentes sintéticos, fabricados a partir da halita que tem sua principal fonte nos evaporitos. Também é obtida artificialmente por evaporação da água do mar (salinas). Alguns desses sais, como a trona, formam-se em evaporitos continentais.
Talco	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	Várias propriedades físicas do talco, tais como estrutura placóide fibrosa, maciez, resistência relativamente elevada a ações térmicas, elétricas e químicas dão-lhe um amplo leque de aplicações industriais, com dominância no segmento cerâmico e também como carga mineral inerte em diversos produtos químicos, agrícolas, farmacêuticos, cosméticos e em borracha.	Boa parte de seus depósitos relacionam-se ao metamorfismo e alteração hidrotermal de seqüências sedimentares originalmente magnesianas e carbonáticas. O mineral talco e rochas talcosas (esteatito, pedra-sabão) podem ser gerados por serpentinização e talcificação de rochas originais ultramáficas, sob metamorfismo regional de baixo grau.
Vermiculita	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$	Usualmente é comercializada em sua forma expandida (por aquecimento) em diversas finalidades. A principal é na fabricação de produtos isolantes de natureza acústica e térmica com utilização na construção civil (placas, argamassa, forro, agregado leve para concreto). Parta correção de solo e veículo para fertilizante e produtos químicos agrícolas. Manufatura de embalagem anti-choque.	É uma importante matéria-prima para a fabricação de agregados leves. Comumente ocorre em carbonatitos e como produtos de alteração hidrotermal de flogopita e biotita.
Wollastonita	$CaSiO_3$	Principal utilização em materiais cerâmicos (alta resistência térmica e mecânica).	Derivada de metamorfismo de alto grau ou de contato (escarnito) em calcários silicosos.
Zeólita	Silicatos hidratados complexos de metais alcalinos e alcalinos terrosos	Um amplo campo de aplicações, destacando-se na fabricação de cimento pozolânico na forma de rocha tufácea zeolítica e em equipamentos destinados a processos de troca iônica, por exemplo, para a purificação de água, separação de rejeitos radioativos e no tratamento de esgoto.	Corresponde a um grupo constituído por várias espécies minerais, sendo as principais: analcima $NaAlSi_2O_6.H_2O$, cabazita $(Ca, Na_2)Al_2Si_4O_{12}.6H_2O$ e estilbita $(Ca, Na_2)_4Al_8Si_{28}O_{72}.28H_2O$. Ocorrem e são exploradas em formações sedimentares freqüentemente de natureza tufácea.

APÊNDICE VI

Quantidade de CO_2e CO_2 emitida na geração de energia por combustíveis fósseis

Combustível
Carvão (vári
Óleo
Gás
Média

Combustível	Toneladas/GWh
Carvão (várias tecnologias)	751 a 962
Óleo	726
Gás	428
Média	600

R

RESISTÊNCIA MECÂNICA DE ALGUMAS ROCHAS

Tipo de Rocha	Faixa de Resistência à Compressão (MPa)	Comentários
Ígneas Granito	150 a 300	Granitos não alterados, com granulometria fina e pouco fraturados são os mais resistentes. São, em geral, apropriados para a maioria das aplicações em engenharia.
Basalto	80 a 360	Zonas brechadas, amígdalas, vesículas e fraturas diminuem a resistência. Em climas tropicais, dependendo dos minerais secundários presentes, sofre intemperismo, perdendo a resistência rapidamente.
Metamórficas Mármore	45 a 240	Dissoluções e fraturas podem diminuir sensivelmente sua resistência.
Gnaisse	150 a 250	São apropriados para a maioria das aplicações em engenharia. Dependendo da aplicação, sua anisotropia pode comprometer o uso.
Quartzito	145 a 630	Rocha de alta resistência quando não alterada.
Sedimentares Folhelho	5 a 230	Pode ser pouco resistente para aplicações em engenharia. Seu uso deve ser objeto de avaliação cuidadosa.
Calcário	35 a 260	Pode apresentar nódulos de argila, dissoluções ou fraturas que diminuem sua resistência.
Arenito	33 a 240	Sua resistência varia dependendo da quantidade e mineralogia do cimento e quantidade de fraturas.

A

B

C

D

E

F

G

N

O

P

Quebecor World São Paulo

O "Ano-Terra".

A escala do tempo geológico e os principais eventos da evolução da Terra. Para facilitar a compreensão da magnitude dos 4,56 bilhões de anos de tempo geológico, costuma-se contar a história da Terra como se ela tivesse ocorrido no intervalo de um ano (idades segundo Gradstein & Ogg, 1996).

Mês	Data	Eventos	Idade em milhões de anos	Subdivisão do tempo (Ma = milhões de anos)
JANEIRO	1	Formação da Terra, seguida, até os meados de fevereiro, pela estruturação do núcleo, manto e crosta, e formação da atmosfera e hidrosfera. Freqüentes impactos meteoríticos, alguns gigantescos.	4.560-4.000	EON ARQUEANO
	29	Mais antigos materiais terrestres (cristais de zircão), preservados como grãos detríticos no Conglomerado Jack Hills, (W Austrália)	4.200-4.100	
FEVEREIRO	12-18	Mais antigas rochas preservadas na Terra: o Gnaisse Acasta (Canadá)	4.030-3.960	
		Meados de fevereiro até meados de junho: a tectônica global é uma dança frenética de microplacas, movida pela alta produção de calor radiogênico. Crosta siálica (continental) é adicionada em profusão como resultado da rápida reciclagem e diferenciação magmática.	4.000-2.500	
MARÇO	02, à noite	Mais antigas evidências de vida? (Material grafitoso em rochas metamórficas da Groenlândia)	3.800	
	26	Mais antigos restos incontrovertidos de vida: microfósseis procarióticos e estromatólitos (W Austrália e África do Sul)	3.500	
JUNHO	14	Consolidação final dos primeiros grandes continentes: fecho do Eon Arqueano	2.500	
		Inicio do Eon Proterozóico	2.500 até hoje	EON PROTEROZÓICO
		Fósseis (estromatólitos e microfósseis), granitos e rochas carbonáticas tornam-se mais comuns.		
		A tectônica global avança, passando de um regime de micro para macroplacas. Até o fim do "Ano-Terra" os continentes sofrerão repetidas rupturas, colisões e rearranjos. Cadeias de montanhas serão erguidas e erodidas enquanto o assoalho oceânico se renova, ritmicamente, mais de 10 vezes, em média uma vez a cada 16 dias (= a cada 200 milhões de anos).		
JULHO	16	Primeiras evidências de clima glacial em grande escala.	2.100	
	24	Em função da expansão de micróbios fotossintetizadores nos mares, a atmosfera se torna oxidante após longo período de transição iniciado antes de 14 de junho. Depositam-se os maiores depósitos de ferro conhecidos, inclusive os do Quadrilátero Ferrífero e da Serra dos Carajás. Surgem os primeiros organismos eucarióticos num mundo dominado pelos procariontes.	2.000	
OUTUBRO	12	Após longo período de dominância pelos procariontes, os eucariontes microscópicos começam a se diversificar (advento da sexualidade?)	1.000	
NOVEMBRO	14, às 19:12h	Mais antigas evidências de animais: impressões de invertebrados simples, de "corpo mole", desprovidos de conchas ou carapaças. Conhecidos, coletivamente, como a Fauna de Ediacara.	590	

Mês	Data	Eventos		Idade em milhões de anos	Subdivisão do tempo (Ma = milhões de anos)		Era	Eon
	18, às 09:36 h	Explosão adaptativa de invertebrados com conchas e carapaças, põe fim ao Eon Proterozóico e dá início, simultaneamente, ao Período CAMBRIANO, à Era PALEOZÓICA e ao Eon FANEROZÓICO.		545	Período CAMBRIANO (545-495 Ma) 18 a 21/11		ERA PALEOZÓICA	EON FANEROZÓICO
	25	Plantas não vasculares aparecem nos continentes. Os peixes despontam no meio aquático.		450	ORDOVICIANO (495-443 Ma) 21a 26/11			
		Os grandes paleocontinentes do Paleozóico – Gonduana, Laurência, Báltica e outros – tomam forma.						
	28	Plantas vasculares iniciam sua conquista dos continentes.		420	SILURIANO (443-417 Ma) 26 a 28/11			
DEZEMBRO	1-12	Os continentes paleozóicos colidem, agregando-se, até o fim do Paleozóico, num único supercontinente, a Pangea. Formam-se grandes cadeias montanhosas, como os Apalaches, os Urais, a Precordilheira Andina.		390-250	DEVONIANO (417-354 Ma) 28/11 a 02/12			
	1-3	Os primeiros vertebrados saem da água (anfíbios). (Devoniano Médio).		380–350				
		Aparecem as primeiras florestas de plantas vasculares primitivas e também as primeiras plantas com sementes (gimnospermas) (Devoniano Superior).						
	03	Primeiros répteis. Florestas pantanosas de licófitas, esfenófitas e samambaias fornecem material para grandes depósitos de carvão.		350	CARBONÍFERO (354-290 Ma) 02 a 08/12			
	12	A Era Paleozóica se encerra de madrugada com as dramáticas extinções (final do Permiano).		248	PERMIANO (290-248 Ma) 08 a 12/12			
	12-26	Início da Era MESOZÓICA: o supercontinente Pangea começa a se desagregar, dando origem aos continentes modernos		248-65	TRIÁSSICO (248-206 Ma) 12 a 15/12		ERA MESOZÓICA	
	13	Os répteis diversificam-se. Surgem os dinossauros e os mamíferos, mas serão os répteis que dominarão a Terra durante as próximas duas semanas		230				
	20-31	No processo do desmantelamento do Pangea, a América do Sul separa-se da África (limite Jurássico-Cretáceo) e migra para sua posição atual, juntamente com os outros continentes		140 até hoje	JURÁSSICO (206-142 Ma) 15 a 20/12			
	22	Surgem as plantas com flores (angiospermas) que rapidamente dominam as floras continentais		120	CRETÁCEO (142-65 Ma) 20 a 26/12			
	26	Extinção dos dinossauros e muitos outros organismos marca o final da Era Mesozóica		65				
	26, às 19:12 h	Início da Era CENOZÓICA: domínio dos mamíferos, angiospermas e insetos.	(Épocas) PALEOCENO	65	PALEÓGENO (65-24 Ma) 26 a 30/12	TERCIÁRIO (65-1,8 Ma) 26 a 31/12	ERA CENOZÓICA	
	27, às 14:24 h		EOCENO	55				
	29, às 09:36 h		OLIGOCENO	33				
	30, às 02:24 h		MIOCENO	24	NEÓ-GENO (24-1,8 Ma) 30 a 31/12			
	31, às 13:55 h		PLIOCENO	5,3				
	31, às 19:12 h	Os primeiros membros de nosso gênero (*Homo*) aparecem na África		2				
	31, às 20:38 h		PLEISTOCENO	1,8	QUATERNÁRIO (1,8 Ma – hoje)			
	31, às 23:58:50 h		HOLOCENO ou RECENTE	10.000 anos até hoje				
	31, às 23:59:57 h	Cabral chega ao Brasil		500 anos				
	31, às 23:59:59 h	Brasil república, primeira guerra mundial, lâmpada elétrica, automóvel, avião, hambúrguer, televisão, penicilina, código genético, satélite artificial, computador, celular, buracos negros, homem na Lua, paz mundial? Erradicação da fome? Nascem seis bilhões de pessoas, inclusive todos nós.		120 anos				